



Analyses tectonique et géomorphologique du sud du Lobe de Sulaiman (Balouchistan, Pakistan)



**Rapport de stage réalisé par
Cindy Maisonnave**

sous la direction de Pierre-Olivier Antoine, José Darrozes et Jean-Claude Soula

Soutenu le 15 juin 2005

Master 2 Recherche « Sciences de la Terre et des Planètes Solides » 2004-2005

Table des Matières

Introduction	2
I – Contexte géologique	3
1. Evolution et cadre géodynamique	3
1.1 Evolution géodynamique	3
1.2 Cadre géodynamique régional	4
1.2.1 Généralités	4
1.2.2 Grandes entités géomorphostructurales	5
1.3 Cadre structural	6
1.3.1 Le lobe du Sulaiman	6
1.3.2 Unités lithostratigraphiques	7
II- Données et méthodologie	9
2. Données :	9
2.1 Modèle numérique de terrain (MNT)	9
2.2 Scène Landsat Thematic Mapper	10
2.3 Méthodologie de l'étude	
2.3.1 Analyse Cartographique et géomorphostructurale sous Mapinfo	11
2.3.2 Analyse du MNT sous Saga	12
a) Elimination du bruit du MNT brut	12
b) Tracé des cours d'eau et délimitation des bassins versants	13
III- Résultats	15
3.1. Géométrie des structures tectoniques	
3.1. 1. L'anticlinal et le chevauchement de Danda	16
3.1. 2. Les anticlinaux de Bambore et Pirkoh	16
3.1. 3. Relations entre l'anticlinal de Danda et les anticlinaux de Bambore et Pirkoh	18
3.1.4. Les anticlinaux de Zin, Pezbogi et Loti	18
3.1.5. Les anticlinaux de Sui et d'Uch	19
3.2. Relation entre structures tectoniques et dépôts post-éocènes	19
3.3. Les modelés d'érosion	21
3.4 Analyse du réseau de drainage	23
IV- Discussion et conclusion	25
V- Bibliographie	27

Introduction

La propagation des prismes orogéniques est un élément essentiel pour analyser la cinématique et la dynamique des chaînes de montagnes. Le front des prismes orogéniques est généralement associé à la formation d'un bassin d'avant-pays flexural. Les strates déposées dans le bassin d'avant pays vont être progressivement intégrées dans le prisme orogénique au cours de sa propagation. La séquence de propagation des différentes structures constituant le front du prisme orogénique est donc une donnée de base pour contraindre les mécanismes de progression de ce prisme.

De nombreux auteurs se sont intéressés à ce problème à partir de l'analyse géométrique des structures (Elliott, 1976 ; Boyer et Elliott, 1982, Dahlen, 1990 ; Boyer, 1995, DeCelles et al., 1995 ; entre autres), des relations entre dépôts et structures tectoniques (Suppe et al., 1992 ; Shaw et Suppe, 1994 ; Burbank et al., 1996 ; Poblet et al., 1997 ; Ford et al., 1997, 1998 ; Verges et al., 1998 ; Christophoul et al., 2003), de l'évolution du drainage (Jackson et al. ; 1996 ; Delcaillau et al., 1998, Alvarez, 1999 ; Burbank et al. 1999 ; Delcaillau, 2001) et des terrasses (Wesnousky et al, 1999 ; Lavé et Avouac, 2000 ; Formento-Trigilio et al., 2002 ; Bès de Berc et al., 2005).

Le lobe et la chaîne du Sulaiman (Pakistan) est situé à la limite occidentale de l'Inde constitue une excellente opportunité pour examiner le développement de plis associés à des chevauchements à partir de leur relation avec les dépôts syntectoniques et la géomorphologie. Dans cette région, en effet, le climat est aride à hyperaride, ce qui a permis une très bonne conservation des formes du relief. En outre, la lithologie contrastée entre strates éocènes et ante-éocènes résistantes à l'érosion et les dépôts détritiques post-éocènes beaucoup plus facilement érodables permet une très bonne observation des structures tectoniques à partir d'images satellitaires (LANDSAT) et MNT (SRTM). Cette chaîne avait déjà fait l'objet d'études structurales qui se sont appuyées sur des coupes équilibrées (Banks et Waburton, 1986 ; Jadoon et al., 1994). La dernière de ces études (Jadoon, 1994) avait interprété le développement de ce prisme chevauchant comme contemporain du dépôt du bassin molassique à partir d'arguments à l'échelle régionale, essentiellement géométriques, sans que le détail des relations entre structures de dépôt et structures tectoniques soit examiné. La région que j'ai plus particulièrement étudiée a été celle de Dera Bugti au front du lobe du Sulaiman où les structures tectoniques et la géomorphologie sont les moins évoluées. En outre, cette région a fait l'objet d'une étude stratigraphique détaillée par la Mission Paléontologique Française au Balouchistan (missions de 1995 à 2004).

I – Contexte géologique

1. Evolution et cadre géodynamiques :

Le Pakistan appartient à la marge continentale méridionale de l'Asie (Fig. 2), dont l'évolution géodynamique est intimement liée aux diverses interactions entre les plaques (Inde, Eurasie et Oman) et blocs lithosphériques (Afghan et Katawaz) présents dans la région.

1.1 Evolution géodynamique :

Différents modèles de reconstitutions géodynamiques ont été proposés pour expliquer l'évolution mésozoïque et cénozoïque de la région Inde-Asie (Allègre et al., 1984 ; Patriat et al., 1984 ; Molnar et al., 1993 ; Mattauer et al., 1999, 2002). En combinant ces différents modèles, il est possible de retracer l'histoire géologique de la région de la manière suivante :

- **épisode pré-collisionnel** (Crétacé inférieur à Paléocène : 120 Ma à 55 Ma)

La Grande-Inde entame sa remontée vers le Nord, comme le documentent les données paléomagnétiques océaniques (Klootwijk et al., 1985). Suite à ce phénomène, une subduction de la plaque océanique téthysienne sous la plaque continentale eurasiennne s'initie vers le Nord (Fig. 1). Elle s'accompagne d'une tectonique compressive N-S qui conduit à la mise en place sur le continent d'une ceinture orogénique de type andin, à l'est de l'actuelle Inde (Allègre et al., 1984).

- **épisode collisionnel** (Eocène inférieur, 55 à 50 Ma)

La collision entre les lithosphères continentales indienne et eurasiennne s'amorce. Le promontoire occidental de l'Inde initie une subduction à vergence Nord, sous la plaque eurasiennne. Une ceinture orogénique E-O s'édifie au Paléocène (Fig. 1); son érosion progressive alimente le bassin *foredeep* (au sens de DeCelles et al., 1984) du Paléo-Indus (Qayyum et al., 1996, 1997).

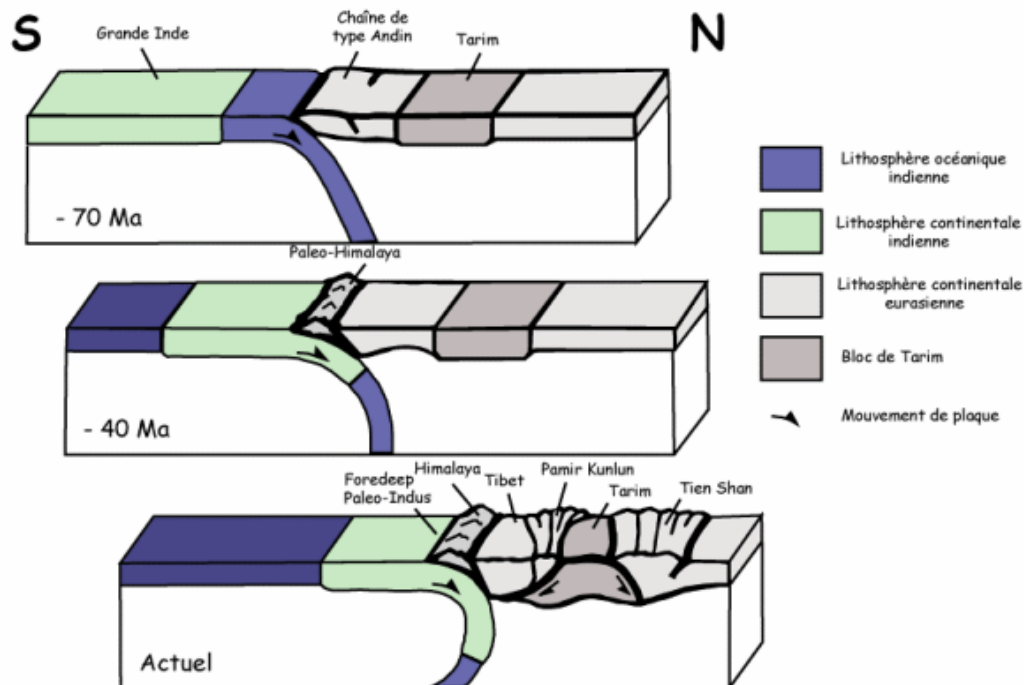


Figure 1 : Schéma de l'évolution géodynamique post-paléozoïque de la bordure septentrionale de l'Inde, modifié d'après Mattauer et al., 1999.

- **épisode post-collisionnel** (Eocène inférieur à Actuel, 50 Ma à 0 Ma) :

A l'Eocène moyen (40 Ma), la collision entre les deux continents est complète. Sur la bordure Nord de l'Inde, s'édifie alors le prisme d'accrétion crustal himalayen de direction O-E (Fig. 1). A partir de l'Oligocène, la déformation migre progressivement vers le Nord. Celle-ci est accommodée à la fois par de la déformation intracontinentale dans la plaque Eurasie (subduction double à vergence Nord et Sud du bloc de Tarim) et par la mise en place de deux décrochements majeurs de part et d'autre du sous-continent indien : la faille senestre de Chaman à l'Ouest (Fig. 3) et la faille dextre de Burma à l'Est. Les données GPS, montrent, qu'à l'heure actuelle, la déformation se poursuit vers le Nord dans les ceintures orogéniques intracontinentales (Pamir, Kunlun) et le plateau du Tibet (Fig. 1).

1.2 Cadre géodynamique régional

1.2.1 Généralités

Les ceintures orogéniques occidentales du « sous-continent indien », situées à la terminaison SO de la chaîne himalayenne (Fig. 2), forment un ensemble complexe de chaînes contiguës orientées selon deux directions distinctes : O-E pour le lobe du Sulaiman; N-S pour les chaînes du Kirthar et du Sulaiman (Fig. 4).

L'édification de ces chaînes pakistanaises serait le résultat de la convergence oblique (Lawrence et al., 1992 ; Jadoon et al., 1996) entre la plaque Eurasie, au Nord et la plaque indienne au Sud (Fig. 4), ce qui amène le bloc crustal supposé rigide du Katawaz (Haq et al., 1997; Bernard et al., 2000) à translater vers le NNE le long de la marge oblique de la plaque eurasiennne et à chevaucher le bloc indien vers le SE (Fig. 3).

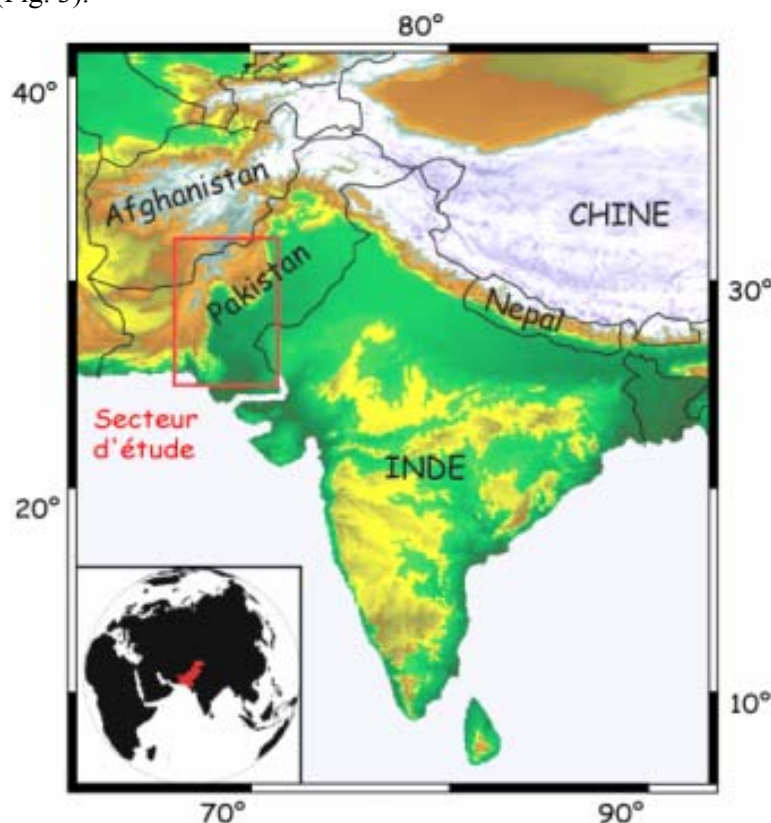


Figure 2 : Localisation géographique de la région étudiée.

La totalité du mouvement relatif entre ces plaques est accommodée par un partitionnement de la déformation (Nakata et al., 1990) en association de décrochements (Fig. 4 : failles senestres de Chaman et de Kingri) et des structures compressives (Fig. 4 : chevauchement du Zhob, anticlinal du Zinda Pir).

En se fondant sur l'ensemble des données cinématiques (mesures GPS, données géologiques, modèle géologique NUVEL-1 : DeMets et al., 1994) disponibles sur la région Inde-Asie la plupart des

scientifiques (Avouac et al., 1993 ; De Mets et al., 1994 ; England et al., 1997 ; Wang et al., 2001) s'accordent à dire que la plaque indo-pakistanaise remonte vers le Nord par rapport à l'Asie (Fig. 3), à une vitesse relative de l'ordre de 42 à 47 mm/an (Vernant et al., 2003). Cette remontée se réalise à l'Ouest de l'Inde le long du système décrochant senestre de Chaman-Ornach-Nal (Fig. 3).

Contrairement à l'Iran et à l'Asie centrale et orientale, la marge occidentale indienne est sous-documentée du point de vue des données cinématiques (Bernard et al., 2000). Seules quelques données issues d'observations géologiques permettent d'évaluer la vitesse de mouvement du système de Chaman : elle varie entre 1.9 et 3.5 cm/an (Beun et al., 1979 ; Lawrence et al. 1992).

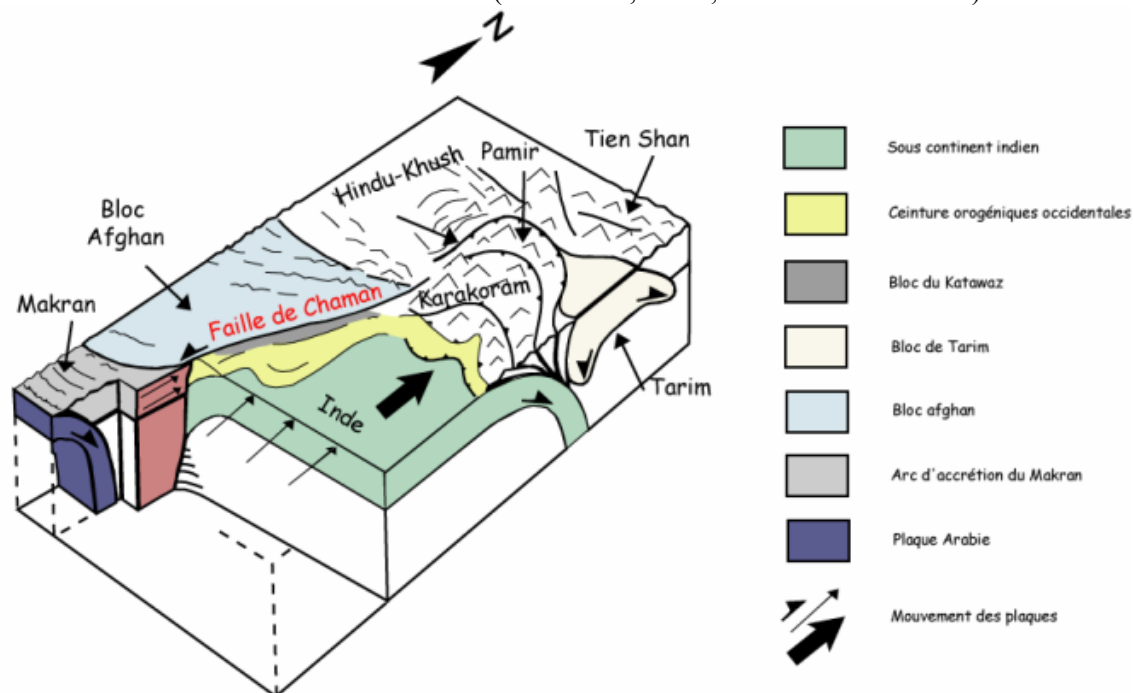


Figure 3 : Bloc diagramme schématique de la géométrie et de la dynamique de la marge occidentale indienne. Modifié d'après Mattauer et al. (1999).

Cette zone transpressive est caractérisée par une activité sismique intense s'organisant essentiellement le long des limites de plaques en interaction dans cette région (Inde, Eurasie, Arabie et bloc crustal du Katawaz) et au front des ceintures orogéniques ouest-indiennes (Quittmeyer et al., 1979 ; Bernard et al., 2000 ; Ambraseys et al., 2003).

Les données gravimétriques (Jadoon et al., 1996) indiquent que ces ceintures orogéniques indiennes (Kirthar et Sulaiman ; en jaune sur la Fig. 3) seraient installées sur un large fragment de croûte de la marge passive de l'Inde, de 15 à 27 km d'épaisseur. La profondeur du Moho estimée à 36 km sous la plaque indienne, croît progressivement vers l'Ouest pour atteindre 57 km sous le Bloc afghan. Ce déséquilibre isostatique à l'Ouest de la faille de Chaman est interprété comme un sous-plaquage océanique sous le bloc continent afghan (Izatt et al., 1990 ; Jadoon et al., 1996) lors de l'épisode pré-collisionnel.

1.2.2 Grandes entités géomorphostructurales (Fig. 6)

Le système des failles de Chaman-Ghazaband-Ornach-Nal (Fig. 4) : situé sur la bordure NO de la plaque indo-pakistanaise, ce système accommode le mouvement senestre entre la remontée vers le Nord du sous-continent indien (Lawrence et al., 1979 ; Powell et al., 1979) et le bloc afghan depuis l'Oligocène (Lawrence et al., 1992). Il connecte ainsi la subduction du Makran au SSO (Lawrence et al., 1981a) à la zone de collision himalayenne au N, au niveau du Pamir (Fig. 1). Ce système de failles globalement N-S se décompose en trois grandes portions : la faille de Chaman, la ligne de Quetta (ou faille du Ghazaband) et la faille d'Ornach-Nal. C'est la faille de Chaman, dont le mouvement décrochant est transféré en un mouvement chevauchant dans le Makran, qui accommode la majorité de la déformation le long de la bordure eurasiennne (Fig. 4).

Le bassin du Katawaz est une dépression orientée globalement NE-SO (Figs. 3 et 4). Elle constitue la portion orientale de la ceinture flysch de Khojak, déposée à la fin du Paléogène, dans la Néotéthys, entre les plaques convergentes Inde et Eurasie (Lawrence et al., 1992).

L'arc d'accrétion du Makran (Figs. 3 et 4): cette chaîne de collision E-O accommode la convergence nord-sud liée à la subduction de la lithosphère océanique du Golfe d'Oman, sous la plaque Eurasie (Byrne et al., 1992). La mise en place de ce prisme d'accrétion émergé, composé d'un empilement de nappes à vergence Sud, aurait débuté à la limite Crétacé-Tertiaire.

Chaîne du Kirthar : de direction N-S (Fig. 4), cette unité charriée sur le sous-continent indien depuis l'Oligocène est composée d'un empilement de chevauchements à vergence Est.

Le lobe et la chaîne du Sulaiman seront traités dans la partie suivante (1.2.1).

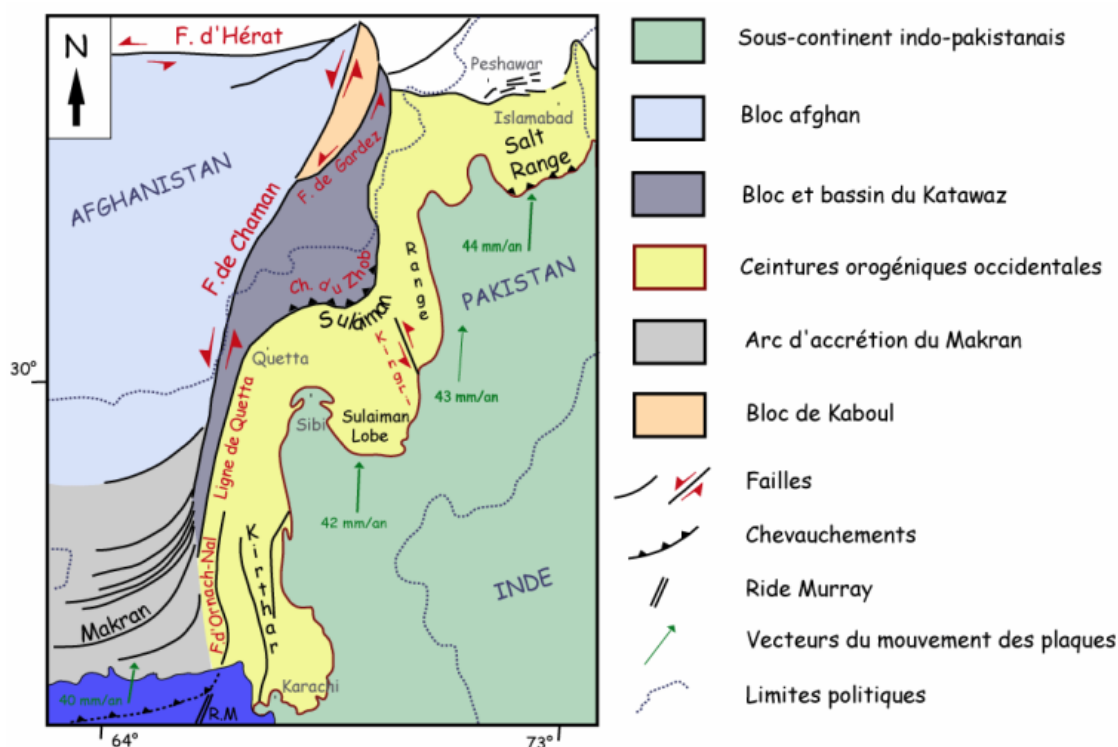


Figure 4 : Unités structurales et structures tectoniques principales de la zone d'étude. Modifié d'après Haq et al. (1997).

1.3 Cadre structural

1.3.1 Le lobe du Sulaiman

Le secteur d'étude est situé dans la province du Balouchistan (ouest du Pakistan), à la frontière nord-occidentale du sous-continent indien. Il fait partie de la province géologique du Sulaiman, appartenant au bassin méridional de l'Indus et se localise précisément au front du lobe du Sulaiman (Fig. 4).

Le lobe et la chaîne du Sulaiman, situés à l'est du bassin du Katawaz, résultent de la convergence oblique de l'Inde et de l'Asie (Fig. 4), au niveau de la limite occidentale de l'Inde (Abdul-Gawad et al., 1971 ; Sarwar et al., 1979 ; Lawrence et al., 1981 ; Haq et al., 1997).

Le lobe constitue une ceinture orogénique à structure en festons (Bernard et al., 2000) : les plis au centre du lobe sont orientés E-O et passent progressivement à des directions N-S vers les bordures (Fig. 5a). La faille dextre de Kingri, de direction NNO-SSE est une faille de transfert de chevauchement qui dissocie le lobe du Sulaiman de la chaîne N-S du même nom (Fig. 4 ; Jadoon, 1994).

Grâce à l'interprétation d'une scène Landsat et de données de terrains, Jadoon (1994) réalise une cartographie géologique simplifiée de la portion méridionale du Lobe (Fig. 5a). A l'aide de profils sismiques et de données de puits, il effectue des coupes équilibrées (Fig. 5b) et rétrodéformées du front tectoniquement actif du Sulaiman, sur une distance de 129 km et parallèlement à la direction de raccourcissement. Après restauration des coupes, il déduit un raccourcissement de 76 km pour 205 km (longueur dépliée). Les résultats sont similaires à ceux obtenus par Bank (1986) à l'est du lobe au niveau du Sibi (Fig. 4). Il conclut que le front du lobe du Sulaiman est structuré en profondeur, en une séquence prograde (*piggy-back* ou *forward*) de duplex à vergence sud, sur lesquels vient reposer une « *passive roof sequence* » séparée des duplex par un rétrochevauchement passif (« *passive roof thrust* »).

Il établit la séquence tectonique de la manière suivante : 1) développement des anticlinaux de Sui et Loti dans l'avant-pays au niveau de la *fault-tip* ; 2) apparition d'un *passive-roof* ; 3) mise en place de duplex au niveau de Tadri, par propagation du décollement basal formant au final un empilement antiformal (« *antiformal-stack* ») ; 4) par de nouvelles propagations vers le Sud du décollement basal, les anticlinaux de Danda et du Pirkoh se mettent successivement en place.

Toutes les études menées sur le Sulaiman (Banks et al., 1986 ; Ahmad et al., 1990 ; Jadoon et al., 1992, 1994) s'accordent à dire que le front de déformation se propage vers le sud depuis l'Oligocène tardif voire le début du Miocène, déplaçant progressivement les dépôts molassiques suivant cette même direction.

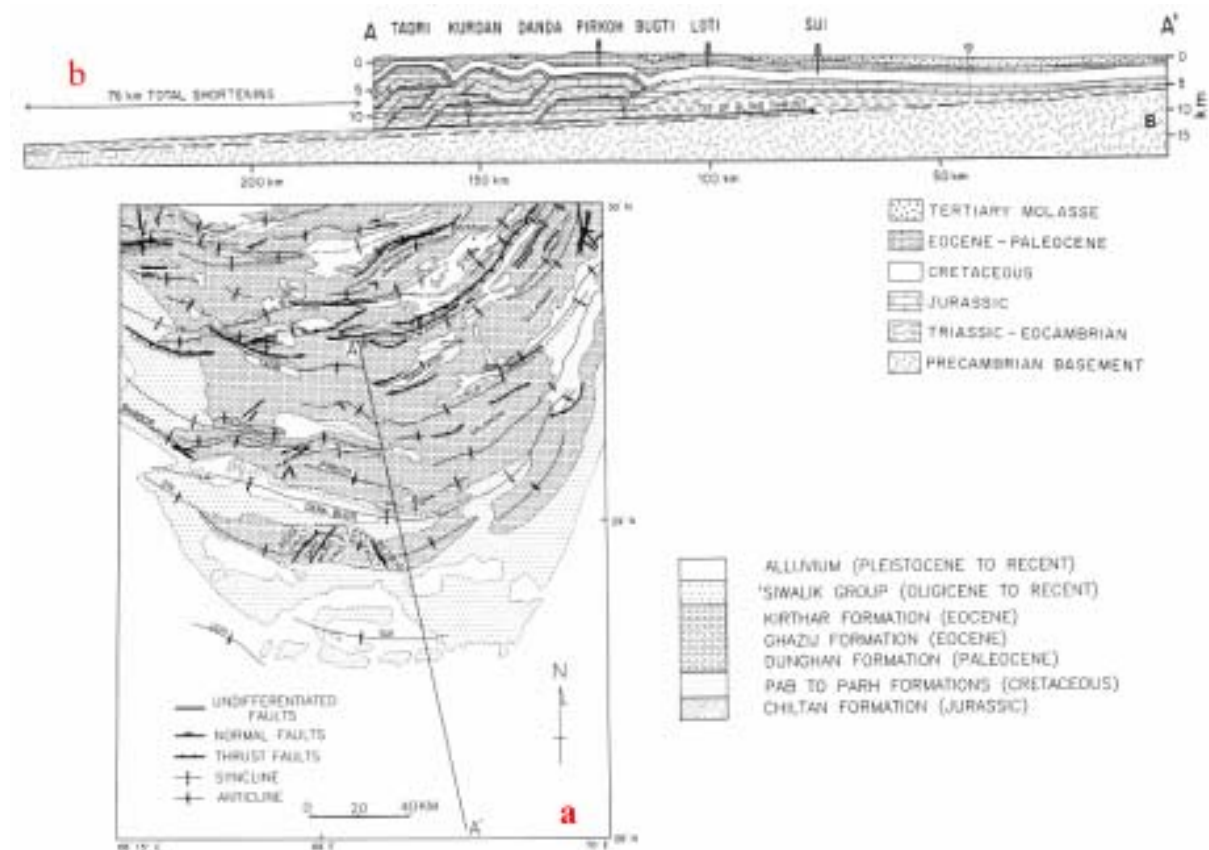


Figure 5 : Carte et coupe géologiques du front actif du lobe du Sulaiman, d'après Jadoon et al. (1994).

1.3.2 Unités lithostratigraphiques

Dans la région du Sulaiman, l'enregistrement sédimentaire est quasi continu depuis l'Eocène. Cette zone expose donc à l'affleurement des terrains s'étageant de l'Eocène au Quaternaire, au sein desquels il est possible d'individualiser différentes formations (Fig. 6):

Fm du Kirthar : d'âge Eocène moyen à supérieur, elle est représentée par des alternances d'épais niveaux calcaires et marneux marins (Gingerich et al., 1997 ; Welcomme et al., 2001 ; Shah et al., 2002) déposés dans un contexte de plateforme carbonatée peu profonde.

Fm Chitarwata (partie inférieure): d'âge Oligocène (Welcomme et al., 2001), cet ensemble sédimentaire détritique vient reposer en discordance (Hemphill et al., 1973) sur la formation du Kirthar. Sa présence dans le Sulaiman a été mise en évidence pour la première fois par la Mission Paléontologique Française au Balouchistan (missions de 1995 à 2004), sur la base d'assemblages typiques de faunes de vertébrés et d'invertébrés (Welcomme et al., 1999, 2001 ; Marivaux et al., 2001 ; Antoine et al., 2003, 2004). Cette formation se compose d'ensembles grés-argileux intercalés de croûtes ferrugineuses (Welcomme et al., 2001), déposés au cours de l'Oligocène inférieur (Rupélien) dans un contexte deltaïque, puis fluvial lors de l'Oligocène supérieur (Chattien).

A l'Oligocène, l'orogénèse himalayenne se développe (Mattaue et al. 1999), ce qui génère d'importants changements paléogéographiques et climatiques. Toutes les données sédimentologiques (Welcomme et al., 2001), paléontologiques (Antoine et al., 2003) et paléoclimatiques (Fluteau et al., 1999) attestent d'une coupure brutale entre le Rupélien et le Chattien.

En effet, au Rupélien, la sédimentation se réalise sous un climat tropical humide dans un environnement de forêt (Antoine et al., 2003). Alors qu'au Chattien, on assiste à un assèchement partiel de la région (Métais et al., 2003). La sédimentation s'effectue alors sous un climat plus tempéré, dans un environnement plus sec et plus ouvert, où coexistent forêts et prairies (Antoine et al., 2003).

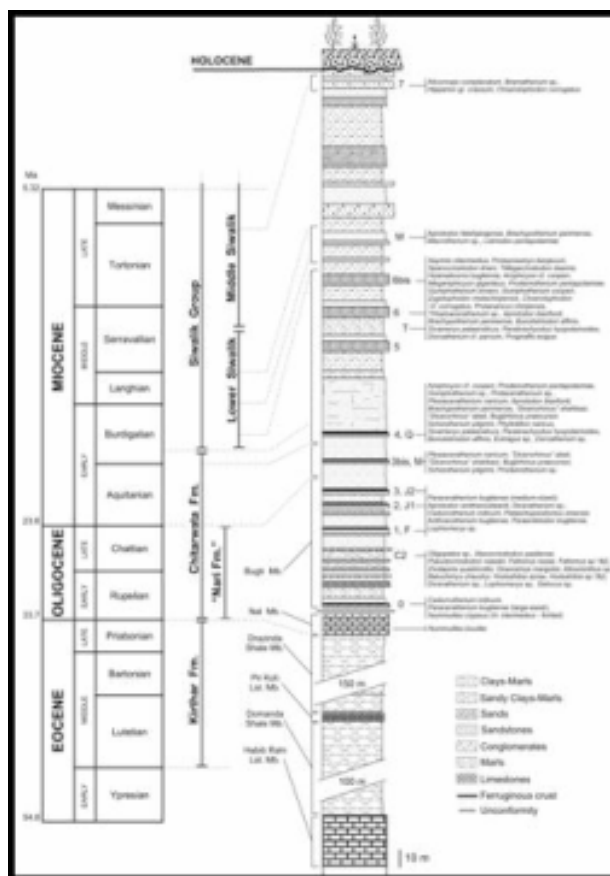


Figure 6 : Série sédimentaire synthétique du Tertiaire des collines Bugti, sud du lobe de Sulaiman (Balouchistan, Pakistan). Modifié d'après Welcomme et al. (2001) et Antoine et al. (2003 a). Le Pliocène n'est pas représenté.

Fm Chitarwata (partie supérieure) et équivalent méridional du Groupe Siwalik du piedmont himalayen (membres inférieur et moyen): d'âge Miocène, ces dépôts gréseux viennent reposer en concordance apparente sur les sédiments oligocènes précédemment décrits. De la base vers le sommet, les dépôts passent de sables et de marnes fluvio-lacustres à des microconglomérats (Welcomme et al., 2001 ; Shah et al., 2002 ; Antoine et al., 2003). A cette époque, la sédimentation s'est réalisée entièrement en domaine continental (Welcomme et al., 1997, 1999) comme en témoignent les faunes de mammifères (Antoine et al., 2003a).

Fm sans nom d'âge pliocène : observée dans les environs de l'Habib Rahi (Fig. XX), cette formation se compose de cailloutis structurés.

Fm Soan (membre supérieur du Groupe Siwalik): d'âge Pleistocène, cet ensemble se compose de dépôts de terrasses ayant notamment livré des restes de coquilles d'œufs d'autruches (Welcomme et al., 1999).

Fm d'âge Holocène : cet ensemble sédimentaire est constitué de cailloutis, de dépôts de terrasses et de colluvions de bas de pente.

L'agencement de ces diverses formations entre l'Eocène et l'actuel témoigne de la mise en place dans le Sulaiman d'un système fluvio-deltaïque régressif dans une vaste plaine alluviale. Cette évolution d'un milieu marin vers un environnement continental semble correspondre au stade de remplissage molassique précoce du bassin du Paléo-Indus, drainant les chaînes orogéniques occidentales (Welcomme et al., 2001).

II- Données et méthodologie :

Cette étude cherche à caractériser l'évolution tectonique du front du lobe de Sulaiman de l'Eocène à l'Actuel. La démarche employée consiste tout d'abord à cartographier de façon conjointe les structures tectoniques et les ensembles sédimentaires présents dans la zone considérée. La disposition spatiale des sédiments (discordances progressives) renseigne sur des mouvements tectoniques contemporains de la sédimentation. Combiné à des analyses morphologiques fines (morphologie des fronts, anomalies du réseau de drainage, forme des bassins versants, intégrales hypsométriques, etc.), cela permet de mettre en évidence des structures tectoniques jusqu'alors insoupçonnées dans la région.

2. Données

Pour notre étude, nous avons utilisé une mosaïque de MNT SRTM, une scène LANDSAT Thematic Mapper 5 ainsi que des données de terrain récoltées par la Mission Paléontologique Française au Balouchistan de 1995 à 2004.

2.1 Modèle Numérique de Terrain (MNT)

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérique discrète du relief terrestre sur une région donnée. Il se présente sous la forme d'un fichier de valeurs z correspondant chacune à l'altitude d'un point de coordonnées (x, y) . Ces points sont tous répartis aux nœuds d'une grille régulière. Le MNT utilisé dans cette étude (Fig. 7) provient de la base de données SRTM (*Shuttle Radar Thematic Mapper*) obtenue par la navette spatiale américaine, en libre accès sur internet. La distance entre deux nœuds de cette grille (pixel), est d'environ 90 m. Pour réaliser des analyses structurale, cartographique et morphologique précises du secteur concerné, ce MNT fut géoréférencé dans un Système d'Information Géographique (SIG) sous les logiciels MapInfo et SAGA (*System for Automate Geoscientific Analyses*) dans les systèmes latitude/longitude et UTM WGS 84 (*World Geodetic System 1984*). Ces logiciels nous a permis d'acquérir des données géomorphologiques et hydrologiques de première main.



Figure 7 : Extrait du Modèle Numérique de Terrain représentant le front du lobe du Sulaiman, projeté dans le système de coordonnées UTM (sous SAGA).

2.2 Scène LANDSAT Thematic Mapper

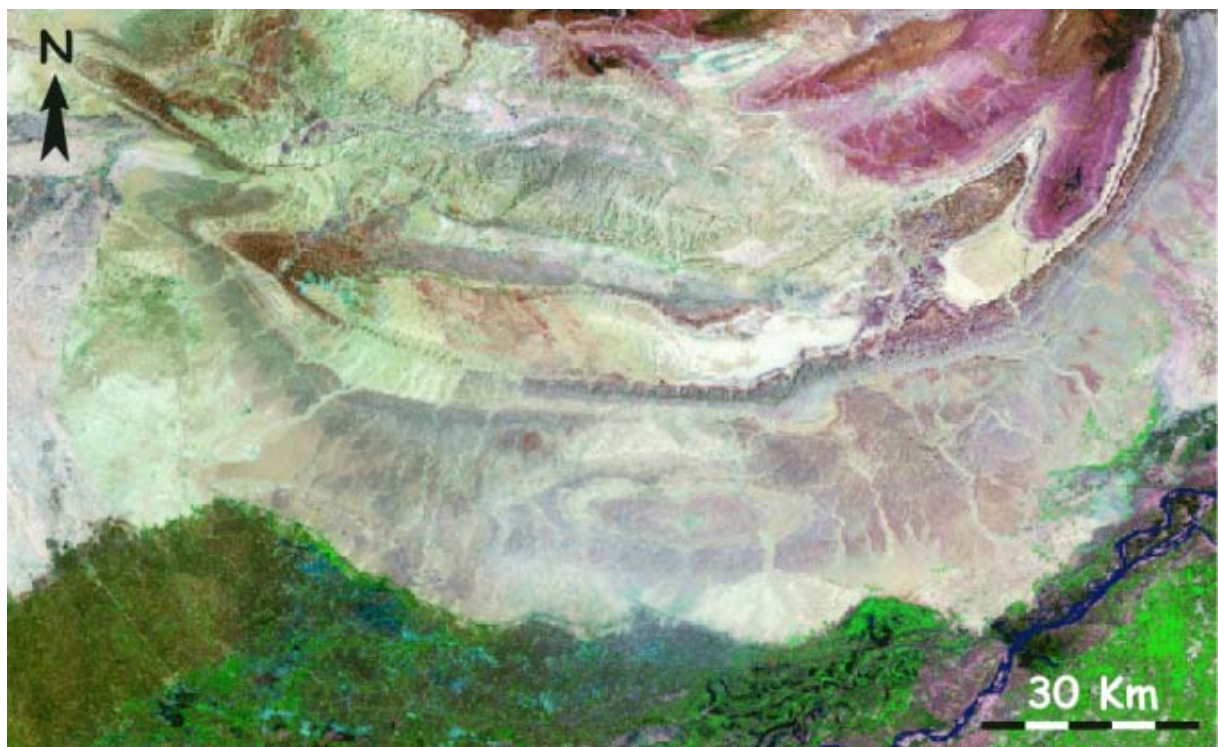


Figure 8 : Extrait de la scène LANDSAT TM 5 représentant le secteur d'étude, projeté dans le système de coordonnées latitude/longitude WGS 84 sous MapInfo.

Ces images sont acquises uniquement de jour par les satellites passifs LANDSAT. Les plus récents sont en orbite héliosynchrone quasi-polaire autour de la Terre à une altitude de 700 km. Leur fauchée est de 185 km et ils sont dotés de capteurs TM (*Thematic Mapper*). Ces images sont générées grâce à l'action combinée d'un vecteur et d'un capteur. Le mouvement associé du capteur (balayage ligne par ligne) et du vecteur (dont la trajectoire est perpendiculaire au balayage) permet d'obtenir une image assimilable à un tableau de X colonnes (trajectoire du satellite) et Y lignes (balayage réalisé par le capteur). En tous points (X, Y), le capteur mesure le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi

par un corps sur une portion de la surface terrestre. Le capteur TM réalise l'acquisition d'ondes électromagnétiques réfléchies par la surface terrestre provenant de sept bandes spectrales s'étalant entre le bleu (0,45 μm) et l'infrarouge thermique (12,5 μm). Chacune de ces bandes présente une résolution spatiale de 28,5 m, sauf pour celle comprise dans l'infrarouge thermique (120 m).

La mosaïque LANDSAT TM 5 utilisée dans cette étude (Fig. 8) a été téléchargée, géoréférencée dans un SIG sous MapInfo dans le système latitude/longitude WGS 84, puis utilisée pour établir une cartographie géologique et structurale détaillée du front du lobe du Sulaiman.

2.3 Méthodologie de l'étude

2.3.1 Analyses cartographique et géomorphostructurale sous MapInfo

En raison de l'ampleur du secteur d'étude ($\sim 300 \times 200 \text{ km}^2$) l'aspect cartographique ne peut se faire sans l'imagerie satellite. Cette dernière nous permet d'obtenir une vue synoptique du secteur, d'où l'intérêt de cette méthode pour analyser d'un point de vue géomorphologique les données à l'échelle régionale. Le climat aride de la région étudiée (faible couvert végétal) ainsi que le contraste lithologique entre les formations carbonatées éocènes très indurées et les dépôts détritiques sus-jacents beaucoup moins indurés a permis d'établir à partir du MNT SRTM et de la scène Landsat une cartographie précise de la zone d'analyse complémentaire de la carte structurale d'ensemble et de la coupe équilibrée (Fig. 5) de Jadoon et al. (1992).

L'analyse géomorphostructurale est fondée sur la reconnaissance du modelé du relief et la structuration du réseau hydrographique (Deffontaines et al., 1990). La relief enregistre au cours du temps l'action de multiples processus aussi bien endogènes (tectonique), qu'exogènes (eustatisme et climat) en interaction (Riquelme, 2003). En couplant l'analyse géomorphostructurale avec des données biostratigraphiques, on parvient à affiner la cartographie et à mieux appréhender l'évolution tectonique de la région. Dans le cadre de ce travail, l'analyse géomorphostructurale a consisté à cartographier la fracturation, les limites entre formations, les traces lithologiques (bancs et chevrons) et leurs discontinuités. Ces dernières sont à mettre en relation avec l'activité des structures tectoniques (failles, plissements). Elles peuvent également être interprétées comme résultant de changements lithologiques (variations latérales de faciès).

Les données satellitales Landsat TM 5 constituent un outil indispensable à la cartographie de la partie frontale du lobe du Sulaiman car elles permettent une bonne définition des aspects lithostratigraphiques à partir de l'individualisation des textures. En fonction de la nature du terrain, les couleurs visibles sur la composition colorée vont varier. Toutefois, la géométrie détaillée des sédiments a essentiellement été reconstituée grâce au MNT SRTM.

A partir du MNT il est possible de déterminer le pendage des couches géologiques à condition que celles-ci soient parallèles à la surface topographique. Le principe est assez simple puisqu'il s'agit de calculer en tous points du MNT la pente entre deux pixels voisins (fig. 9A) puis on détermine l'orientation de cette pente (fig. 9B). Toutes les pentes et les orientations ainsi obtenues ne sont pas utilisables : certains pixels mesure la pente de la surface topographique et non celle des couches. Il faut alors, avec l'aide de l'image satellite et de la carte géologique, déterminer les pixels utilisables ; il suffit ensuite de prendre la valeur de la pente et de son orientation pour créer le signe de pendage correspondant. Si l'on compare les données obtenues par cette méthode et celles mesurées sur le terrain on se rend compte que l'écart n'excède pas 5° pour les forts pendages. Il est à noter que l'erreur augmente au fur et à mesure que la pente diminue et peut atteindre une dizaine de degrés de différence entre la donnée terrain et la donnée calculée. Ce phénomène est lié au bruit qui accompagne les MNT SRTM et ce bruit est d'autant plus sensible que la pente est faible car alors le rapport signal sur bruit est plus défavorable.

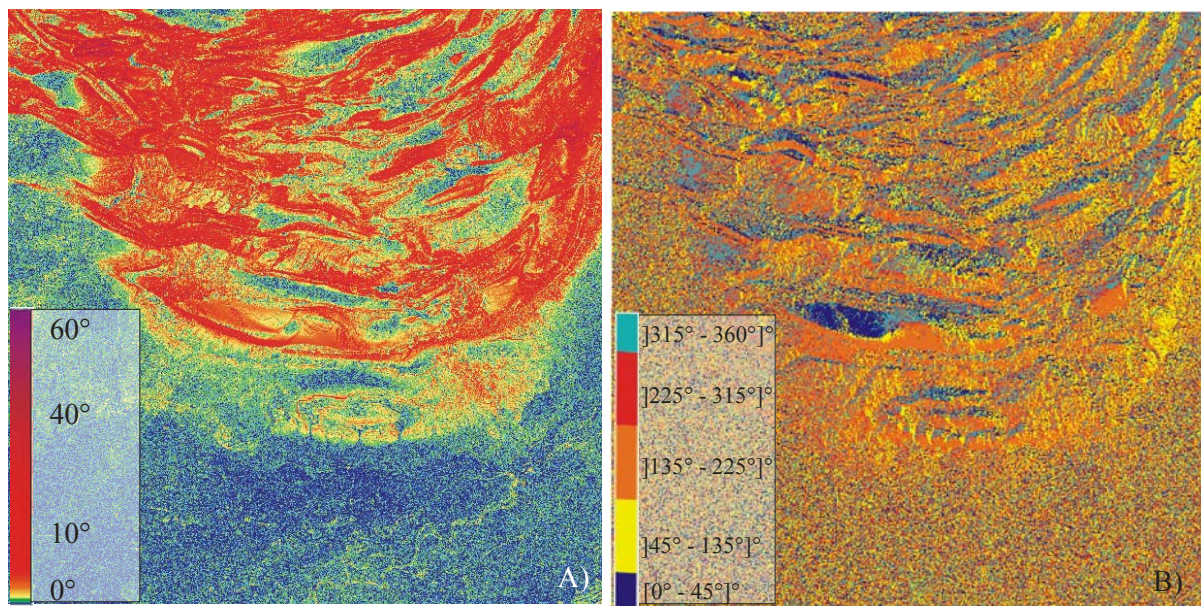


Figure 9 : Carte des pentes des strates situées dans la partie frontale du lobe du Sulaiman, réalisée à partir du MNT SRTM à 90 m de résolution. La détermination du plongement et de l'orientation des couches se fait à partir des cartes dérivées du MNT : A) carte des pentes ; B) carte des orientations.

L'analyse du réseau hydrographique (agencement, forme) et de ses anomalies (déviations locales, drains inversés, abandon de drains) permet de souligner ou de mettre en évidence certaines structures tectoniques (failles, plis) et leur propagation (latérale et longitudinale) au cours du temps. Le tracé du réseau de drainage, effectué en premier lieu sous SAGA (cf. §.3.2.2) avec une mosaïque MNT sous-échantillonnée à 128 m de résolution, a été affiné localement grâce à l'étude conjointe des données du MNT et de la scène LANDSAT.

2.3.2 Analyse du MNT sous SAGA

a) Elimination du bruit du MNT brut

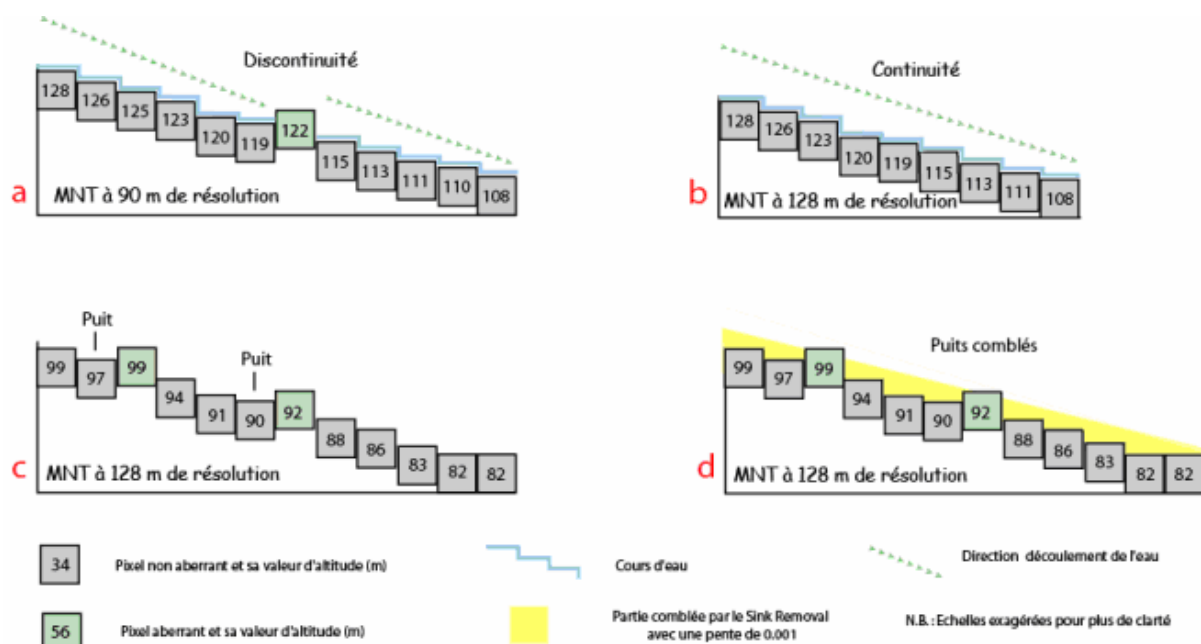


Figure 10 : Schémas en 2D montrant les traitements appliqués au MNT pour rendre le réseau hydrographique continu. a et b : situation avant et après le changement de résolution du MNT brut ; c et d : la topographie avant et après le comblement des puits.

Au cours des premiers essais réalisés pour calculer le réseau de drainage, nous avons observé des problèmes de continuité des cours d'eau, particulièrement importants dans les zones à faible gradient topographique (ex : la vallée de l'Indus au sud du secteur). Les données brutes du MNT présentent un bruit de fond (valeurs erronées d'altitude) qui perturbe le signal principal. Pour atténuer ce bruit, il a d'abord été nécessaire de diminuer la résolution du MNT, ce qui revient à moyenner les pixels initiaux, à un pixel de 128 m. Cela ne s'étant pas avéré suffisant, nous avons ensuite « comblé les puits » sur le MNT obtenu précédemment grâce à la commande « *Pre-processing, Sink Removal* » en imposant une pente de 0.001 dans les zones subhorizontales (soit 0,1% ; Fig. 10). Ainsi, même les zones les plus plates présentent un léger dénivelé permettant l'écoulement de l'eau et donc la continuité des cours d'eau (Fig. 10).

b) Tracé des cours d'eau et délimitation des bassins versants

Un bassin versant est une unité de base en hydrologie discernable dans le relief. Il correspond à une fraction de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents. Son contour est délimité par la ligne de partage des eaux qui passe par les différents sommets (bassin versant topographique) et détermine la direction d'écoulement des eaux de surface. Toutes les précipitations y sont collectées de manière convergente jusqu'à la limite aval de ce bassin, ou exutoire.

Le réseau hydrographique d'un bassin versant est constitué de structures arborescentes à drains collecteurs d'eau. Strahler (1952) a proposé une méthode de hiérarchisation typologique de ce réseau de drainage, connue depuis sous le nom de « réseau de Strahler ». Un cours d'eau dénué d'affluent se voit affecté l'ordre 1. Lors de la confluence de deux drains d'ordre 1, le cours d'eau résultant est augmenté d'une unité (ordre 2), etc. Lors de la confluence de deux drains d'ordres différents, on attribue au cours d'eau résultant l'ordre le plus élevé.

Le logiciel Saga permet de délimiter les bassins versants présents dans le secteur d'étude, à partir du réseau de drainage classifié d'après la technique évoquée ci-avant : tout d'abord on ordonne au logiciel de calculer à partir du MNT à 128m comblé le réseau de Strahler de la zone concernée. Pour cela on applique à ce MNT un module nommé « *Strahler Order* ». Ce dernier réalise une grille où tous les pixels présents sur le MNT sont affectés individuellement à une valeur d'ordre de Strahler.

Sur tous les pixels du MNT le logiciel simule le dépôt d'une goutte d'eau. S'il existe un gradient topographique positif entre 2 pixels voisins, la goutte va suivre ce dénivelé, ce qui permet de tracer un cours d'eau. De proche en proche l'opération est répétée et par la convergence de tous les cours d'eau tracés, le logiciel construit progressivement un réseau hydrographique respectant la classification de Strahler. Un inconvénient de ce module est qu'il considère chaque cellule comme représentant une partie de la rivière et non pas uniquement les pixels dans lesquels coule une véritable rivière. Une valeur d'ordre de Strahler est donc attribuée à des pixels sur lesquels aucun écoulement permanent réel ne se produit.

C'est pour cette raison que le résultat obtenu montre une très grande densité des cours d'eau (Fig. 11a) avec un « chevelu » extrêmement développé dans les ordres inférieurs. Ce chevelu correspond le plus souvent au ruissellement et non aux véritables cours d'eau, il est nécessaire de simplifier la grille obtenue (Fig. 11a) afin de rendre le réseau plus réaliste et par la même analysable. On la simplifie avec le module « *Grid Calculator : ifelse(gt(a, 2), a-2, 0)* ». On supprime, par une analyse statistique, les cours d'eau d'ordre 1 et 2 et on réaffecte aux anciens drains d'ordre 3 l'ordre 1 et ainsi de suite. Sur la zone d'étude l'ordre du cours d'eau le plus élevé est alors de 6 (Fig. 11b).

Une fois le réseau de Strahler identifié, nous avons cherché à discriminer les bassins versants localisés sur les structures anticlinales du front du lobe du Sulaiman. Cette partie de l'étude se fait de manière interactive sous SAGA. En effet, c'est l'utilisateur qui fixe manuellement l'exutoire (correspondant à un seul pixel) du bassin mais c'est le logiciel qui évalue où se situe la ligne de partage des eaux du bassin considéré.

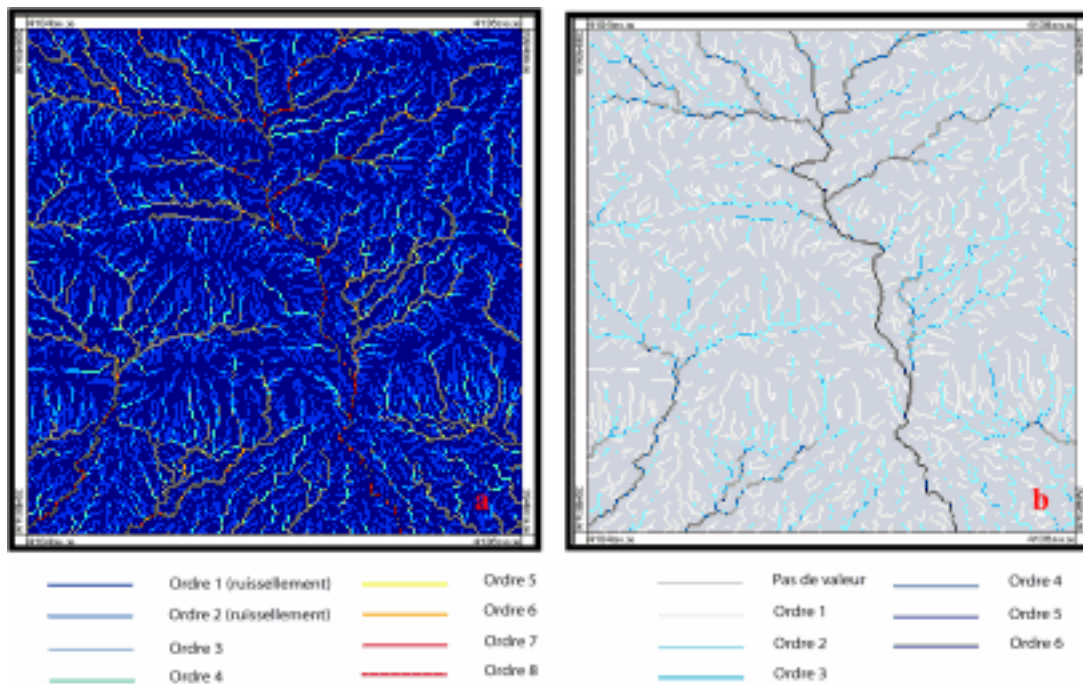


Figure 11 : Extrait de la carte du réseau de drainage montrant respectivement en a et en b, le réseau de Strahler avant et après simplification de deux ordres.

En étudiant précisément le MNT et le réseau de Strahler, on fixe pour un bassin donné un exutoire sur le MNT qui doit se situer sur un des cours d'eau calculés par SAGA. Si l'on souhaite avoir des informations d'ordre morphologique sur les anticlinaux, on localise l'exutoire au niveau du point d'inflexion entre un flanc de l'anticlinal et les sédiments remplissant la gouttière synclinale.

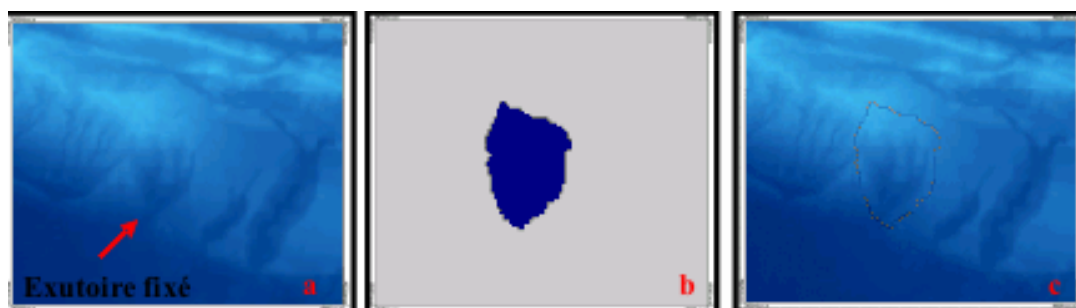


Figure 12 : MNT (a), surface (b) et ligne de partage des eaux (c) d'un bassin versant sur l'anticlinal du Bambore (nord de la zone d'étude), dont l'exutoire fut fixé manuellement.

La détermination des bassins versants a été réalisée en appliquant au MNT (Fig. 12a) le module « *Upslope Area* » pour lequel on a choisi la méthode « *Multiple Flow Direction* ». Le logiciel délimite alors la surface drainée par les cours d'eau localisés au dessus de l'exutoire (Fig. 12b). Avec cette méthode, le logiciel simule le déplacement d'une goutte d'eau sur chacun des pixels de la grille du MNT. Puis il évalue dans quelle direction ses gouttes d'eau se mettent à « couler ». Tous les pixels situés à des altitudes supérieures à celle de l'exutoire et dont les gouttes d'eau convergent jusqu'à celui-ci sont conservés pour dessiner la totalité de la surface du bassin versant. En vectorisant la surface obtenue on peut ainsi disposer de la ligne de partage des eaux du bassin (Fig. 12c).

III – Résultats

L'étude structurale menée grâce au MNT SRTM et les cartes de dérivé associées, à l'image LANDSAT a permis de mettre en évidence un ensemble d'anticlinaux et de synclinaux formant une structure en arc due à la propagation du prisme chevauchant (Elliott, 1982, Gratier, 2004).

On observe ainsi la succession de 5 structures principales qui sont, du nord au sud, l'anticlinal et le chevauchement de Danda (1 in Fig. 16), l'anticlinal de Bambore (2 in Fig. 16), séparé par une faille de transfert oblique de l'anticlinal de Pirkoh (4 in Fig. 16), le synclinal de Bugti (13 in Fig. 16), l'anticlinal de Zin (5 in Fig. 16)-Pezbogi (7-6 in Fig. 16)-Loti (8 in Fig. 16) dont les 3 sections ainsi nommées ne sont séparées l'une de l'autre que par des failles de transfert à faible déplacement, le synclinal et l'anticlinal de Sui (9 à 11 in Fig. 16), l'anticlinal à peine visible d'Uch (6 in Fig. 16).

Jadoon et al. (1996) interprètent le développement le prisme de Sulaiman comme dû à une séquence de propagation vers l'avant pays, du nord au sud, d'un ensemble de plis de rampe formant un 'passive roof duplex' (Banks et Waburton, 1986). Suivant un modèle défini dans cette même région. Ce modèle de 'passive roof duplex' fait appel à un duplex progressant sous une couverture qui est ainsi déformée passivement en anticlinaux à charnière large et synclinaux plus serrés. Selon Jadoon et al. (1996), le pli de Pirkoh serait un pli de rampe formant le front du duplex et le pli de Danda immédiatement au nord se serait lui-même formé au dessus d'un pli de rampe formant l'avant-dernière écaille ('horse') de ce duplex. Les plis les plus externes de Loti et de Sui seraient, quant à eux, des plis concentriques très larges qui résulteraient du « flux de matériel à des profondeurs de plus de 10km où l'on devrait atteindre les conditions d'un métamorphisme naissant » ('Their core are filled primarily by the flow of material at depths of more than 10km where conditions of incipient metamorphism might be expected'). Cependant, les coupes sismiques publiées dans cet article sont loin d'être démonstratives et l'interprétation des plis frontaux semble hautement spéculative. Par ailleurs, les failles obliques recoupant les plis « comme la faille de Pezbugi » sont considérée par ces auteurs comme « des failles normales extensives » qui seraient « des structures flexurales typiques formées au dessus du plan neutre du plissement » pouvant « s'être formées en même temps que le plissement initial ».

Les données nouvelles apportées par le travail présenté dans ce rapport sont uniquement des données de surface mais permettent de préciser la séquence et les mécanismes de propagation des plis et de réviser certaines des interprétations de Jadoon et al. (1996).

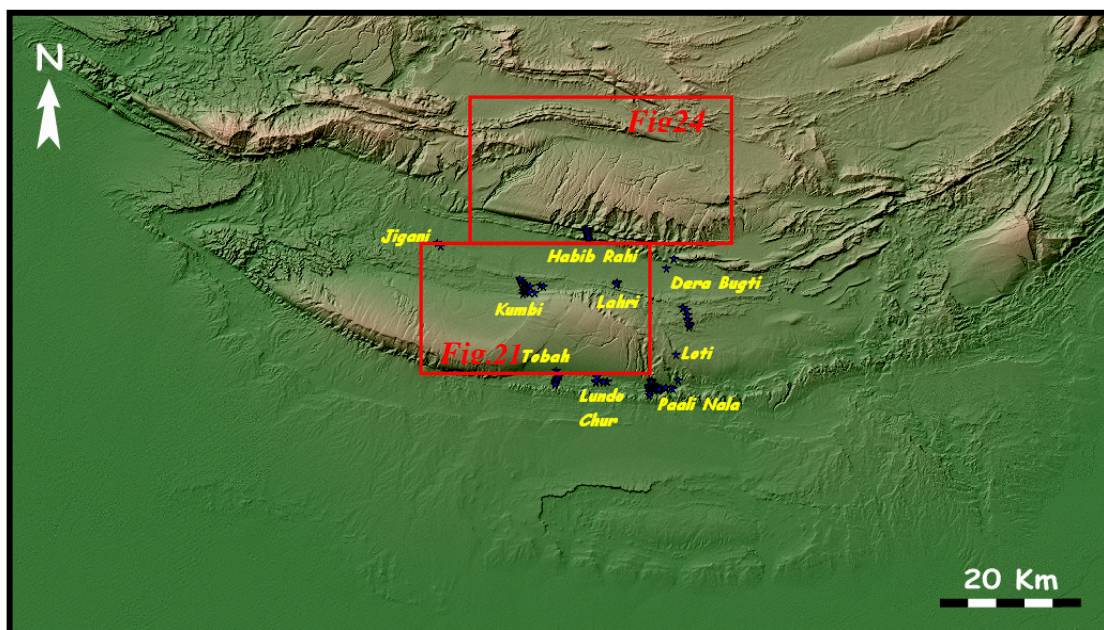


Figure 15 : Localisation sur le MNT des extraits analysés dans cette partie et des affleurements étudiés par la MPFB (étoiles bleues). A titre indicatif les altitudes les plus hautes sont représentées en marron foncé.

3.1. Géométrie des structures tectoniques

L'analyse conjointe du MNT SRTM (Fig.7) et de la scène Landsat (Fig.8), nous a permis d'individualiser les principales structures tectoniques et ensembles sédimentaires affleurants sur le secteur étudié. Un schéma structural (Fig. 16) ainsi qu'une carte géologique ont été ainsi réalisés (Fig.21).

3.1. 1. L'anticlinal et le chevauchement de Danda

L'anticlinal de Danda apparaît à l'Est comme un anticlinal assez serré faisant apparaître une ride de calcaires éocènes à pendage fort au milieu d'un ensemble de terrains oligocènes à pendage faible. Les contacts entre éocène et oligocène sont stratigraphique et le plus souvent en onlap. Il est séparé de l'anticlinal de Pirkoh par un synclinal de 4 à 5 km de large. Vers l'Ouest, le synclinal devient de plus en plus étroit et le contact se fait par l'intermédiaire d'un chevauchement émergent. Plus à l'Ouest encore, le chevauchement met directement en contact les calcaires de l'anticlinal de Danda et ceux du flanc sud de l'anticlinal de Bambore, ce qui indique que la ligne d'extrémité du chevauchement plonge vers l'Est. Pli et chevauchement apparaissent ainsi comme un pli d'amortissement ou par propagation de faille ('fault-propagation fold') et non comme un pli de rampe comme dessiné par Jadoon et al. (1996).

3.1. 2. Les anticlinaux de Bambore et Pirkoh

Au nord-ouest de l'image (Fig. 7, 8 et 16), le Bambore (Fig. 16, n°1) large de 7 km, présente un cœur armé par les calcaires éocènes du Kirthar (Fig.21). A l'Ouest, il expose sur son versant sud des strates dirigées W-E à ENE-WSW et plongeant fortement vers le Sud voire le Sud-Est (Fig.16, a). Sur le versant opposé, les rares chevrons de direction ENE-WSW visibles sous le chevauchement de Danda indiquent un plongement moyen vers le Nord-Ouest (Fig.16, b). L'orientation et la géométrie de ce pli évoluent entre sa terminaison périclinale occidentale (Fig.16, c) et son bord d'attaque oriental (Fig.16, d). A l'Ouest ce pli présente une orientation NW-SE et semble légèrement dissymétrique avec un flanc sud un peu moins long que le flanc nord (Fig. 17, coupe 1). Plus vers l'Est, cet anticlinal prend progressivement une direction ENE-WSW, il devient nettement plus dissymétrique et se déverse vers le SE (Fig. 17, 2). En continuant vers l'Est, on observe que cet anticlinal reste fortement dissymétrique, sa direction devient progressivement E-W (Fig. 17, coupe 3). A son extrémité SE, il est interrompu par une faille ENE-WSW. Contre la faille, se forme un anticlinal à vergence sud-est qui devient plus serré vers son extrémité NNE. Cette vallée se développe essentiellement sur le flanc sud mais atteint le flanc nord après avoir dépassé le crête du pli.

A l'Est du Bambore, l'anticlinal de Pirkoh (Fig.16, n°4) d'une largeur de 15 km culmine à plus de 1100 m d'altitude. Le cœur de l'anticlinal montre l'ensemble sédimentaire éocène du Kirthar qui est ici beaucoup plus largement exposé que dans le Bambore (Figs. 16, 17-1, 21). Il s'agit d'une structure orientée WNW-ESE qui sur son versant méridional montre des couches à fort pendage vers le sud (Fig.16, e) et dont le flanc septentrional plonge plus faiblement vers le Nord (Fig.22). Bien que le flanc court de cet anticlinal ne forme pas un flanc inverse, la géométrie visible en surface de l'ensemble de la structure apparaît comme celle d'un anticlinal d'amortissement ('fault-propagation fold') et semble difficilement compatible avec celle d'un anticlinal de rampe ('fault-bend fold') que présentent Jaddon et al. (1996) sur leurs coupes. Ce pli se termine à l'ouest contre (Fig.16, f). Un peu à l'est de la faille qui forme la limite E du Bambore, une faille verticale orientée NE-SW (Fig. 16, n°3) est à l'origine d'une dépression topographique profonde (200m) et large occupée par une vallée où sont installées des terrasses dissymétriques (Fig.18). Le bord E de la faille est nettement surélevé par rapport au bord W (Fig. 18). Cela suggère fortement un déplacement normal vers le bas du compartiment W, même si une érosion plus importante pourrait en partie être responsable du décalage topographique.

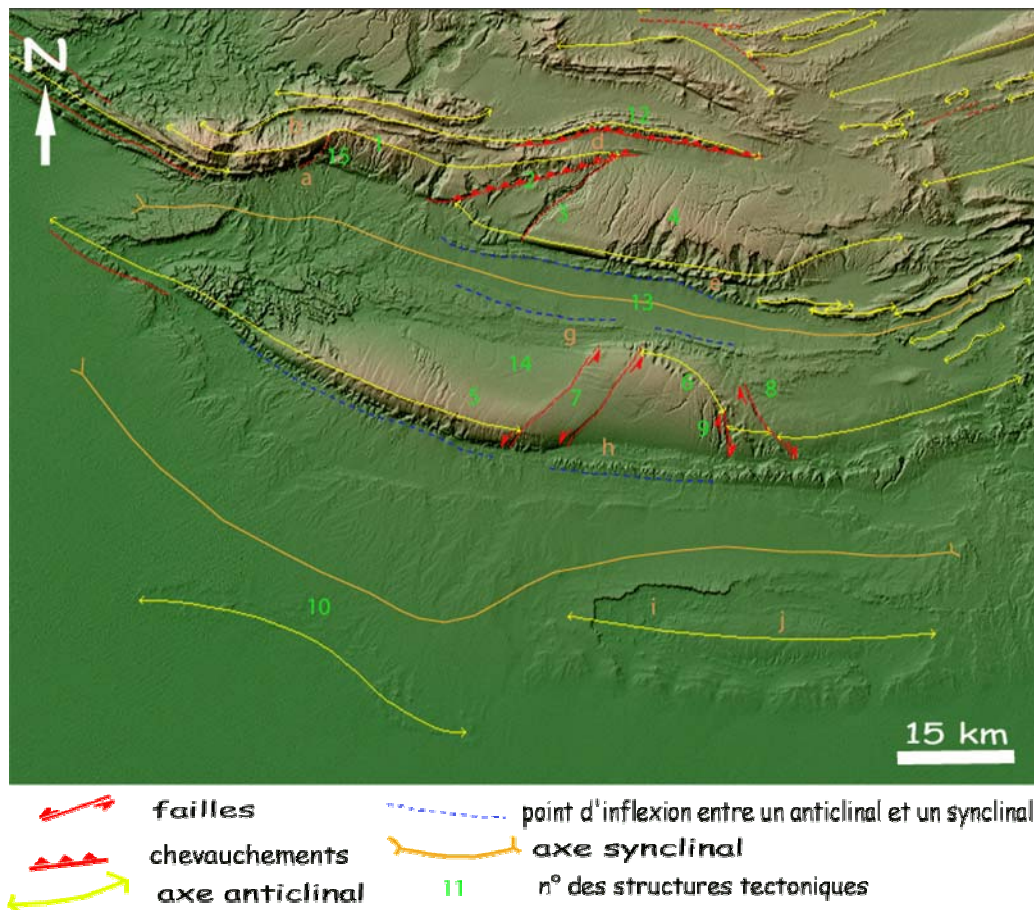


Figure 16 : Schéma structural du front du lobe du Sulaiman entre le Danda au nord et la vallée de l'Indus au sud, plaqué sur le MNT SRTM à 90 m de résolution.

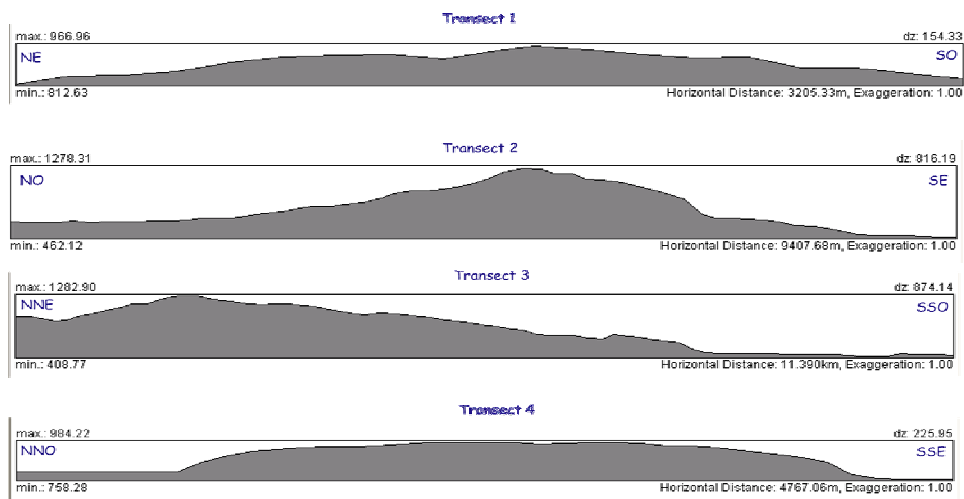


Figure 17 : Profils topographiques (réalisés sous SAGA) à travers l'anticlinal de Bambore montrant une évolution d'Ouest (coupe 1) en Est (coupe 4) de la géométrie du pli.

Sur le MNT et la carte des pentes, il apparaît que le flanc sud de l'anticlinal de Bambore est décalé de 3-4 km vers le Nord par rapport à celui de Pirkoh. A l'extrémité WSW de la faille qui sépare l'anticlinal de Bambore de l'anticlinal de Pirkoh, on peut observer que les strates à fort pendage du flanc sud de l'anticlinal de Pirkoh forment une virgation vers le NW, représentant un 'crochon de faille', ou une demi-zone de cisaillement à axe subvertical indiquant un déplacement dextre en accord

avec le déplacement vers le nord de Bambore. Cependant, aucun décalage horizontal notable ne se voit à l'extrémité NNE de cette faille qui présente par ailleurs un escarpement topographique d'une centaine de mètres de haut et la charnière anticlinale observée à son contact suggère un chevauchement vers le Sud-est.

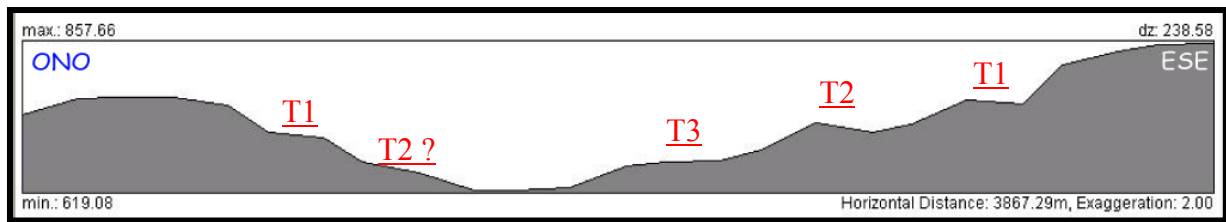


Figure 18 : Profil topographique réalisé perpendiculairement à l'accident n°3 montrant des terrasses fluviales dissymétriques (T1 à T3) en raison de mouvements tectoniques.

3.1.3. Relations entre l'anticlinal de Danda et les anticlinaux du Bambore et du Pirkoh

Comme vu ci-dessus, l'ensemble des anticlinaux de Danda et la ride de Bambore-Pirkoh forme une structure complexe faisant intervenir un pli d'amortissement serré dont le chevauchement-moteur n'émerge qu'à l'Ouest. En même temps, la direction passe de WNW-ESE à l'Est au Nord du Pirkoh à ENE-WSW au nord de la faille séparant le Bambore du Pirkoh et enfin encore WNW-ESE au contact du Bambore. Ces relations montrent que, vers l'Ouest, la ligne d'extrémité du chevauchement monte (chevauchement émergent) en même temps qu'elle se déplace vers le Sud sur le flanc nord de l'anticlinal de Bambore. La montée du chevauchement et de l'anticlinal de Danda sur l'anticlinal de Bambore semble due au déplacement relatif vers le Nord de ce dernier anticlinal. On peut donc envisager que, après la formation du pli et chevauchement de Danda et du pli et chevauchement de Bambore- Pirkoh, l'ensemble Danda – Pirkoh se déplace vers le Sud plus vite que Bambore maintenant séparé de Pirkoh par la faille NNE-SSW.

3.1.4. Les anticlinaux du Zin, de Pezbogi et de Loti

Les anticlinaux de Zin, Pezbogi et Loti forment une ride orientée WNW à l'Ouest qui passe à E-W à l'Est. L'anticlinal le plus occidental de Zin est séparé de l'anticlinal central de Pezbogi par 2 failles subverticales de direction NE-SW espacées de 4-5 Km (failles de Ridge et Saini Mund). Ces failles limitent une zone de cisaillement kilométrique à déplacement sénestre sur le bord sud et déplacement pratiquement nul sur le flanc nord des plis (Fig. 16, n°7). Le pli de Pezbogi est séparé du pli de Loti par une faille subverticale de direction NNW-SSE montrant un décalage dextre sur les flancs sud des plis et un déplacement dextre beaucoup plus faible sur les flancs nord (Fig. 16 n°8). Ces failles de transfert forment ainsi un système de failles conjuguées (fractures de Coulomb) dont la bissectrice de l'angle aigu est sub-perpendiculaire à la ride. Si l'on observe en détail la géométrie de ces plis, on voit que les anticlinaux de Zin et de Loti ont une vergence sud, avec un flanc court à plongement fort vers le Sud et un flanc long à plongement faible vers le Nord. Au contraire, l'anticlinal de Pezbogi montre une vergence nord, avec un flanc nord à plongement moyen à fort vers le Nord et un flanc sud à plongement moyen à faible vers le Sud. Le pli de Pezbogi apparaît ainsi comme un coin entre deux décrochements conjugués se déplaçant vers le nord mais dont le déplacement est bloqué au niveau du flanc nord de la ride, ce qui se traduit par l'inversion de la vergence. Une des implications de cette observation est que les fractures conjuguées se sont formées au moment du début du plissement, ce qui serait en accord avec Jadoon et al. (1996) mais que ces fractures sont simplement des fractures de Coulomb formées en réponse à la même compression régionale que les plis. La bissectrice aiguë des fractures restant sub-perpendiculaire aux plis indique que la déformation qui a donné naissance à ces plis était pratiquement une déformation pure (coaxiale) ('pure shear'). L'anticlinal en coin de Pezbogi, à forme arquée très accusée pourrait également être considéré comme une cellule de Prandtl-Nadai de type actif (Kanizay, 1962 ; Inglès et al., 1999).

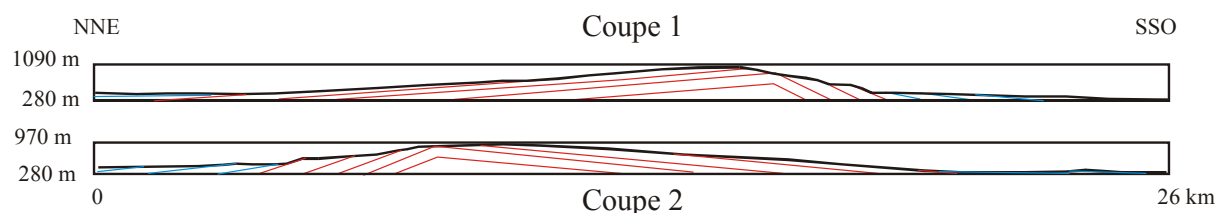


Figure 19 : Coupes schématiques transversales aux anticlinaux du Zin, de Pezbogi, et de Loti, montrant le changement tectonique en les parties externes (coupe1) et la partie centrale (coupe 3) dans la géométrie du pli.

3.1.5. Les anticlinaux de Sui et d'Uch

L'anticlinal de Sui (Fig. 16, n°11) affecte des couches pléistocènes et forme une structure relativement symétrique d'orientation W-E assez large mais de longueur axiale relativement réduite (longueur axiale/demi-longueur d'onde ~ 5 .) Ainsi, bien que présentant des flancs nord et sud très faiblement pentés (4° au maximum), il montre une culmination axiale bien marquée et il présente une morphologie caractéristique avec une combe annulaire (Fig.16, i) et un mont dérivé (Fig.16, j) bien apparente sur l'image LANSAT et le MNT.

L'anticlinal d'Uch (Fig. 16, n° 10) affecte lui aussi des dépôts pléistocènes et peut-être holocènes. Seule la charnière du pli apparaît clairement sur l'image. Son orientation varie entre N105 et N120°. Les pendages des flancs sont tellement faibles qu'il est impossible d'évaluer la géométrie de ce pli.

3.2. Relation entre structures tectoniques et dépôts post-éocènes

Les chevrons visibles sur l'image LANDSAT et le MNT montrent que le pendage des strates post-éocènes des aires synclinale est plus faible que le pendage des strates éocènes dans les synclinaux. Cela se voit bien sur le flanc court des anticlinaux où on observe une disposition en onlap dépôts post-éocènes. L'arrêt brutal de certaines limites de couches dans les sédiments oligo-miocènes, révèle des dépôts structurés en biseaux d'aggradation et discordances progressives, témoins directs d'une sédimentation syn-tectonique ('growth strata'). Trois zones présentant de telles caractéristiques ont été identifiées à savoir : la région de l'Habib Rahi (Fig. 16, e), celle de Kumbi (Fig.16, g) et enfin le secteur de Tobah (Fig.16, h). Ces observations réalisées à partir du MNT SRTM concordent avec les données de terrains de la MPFB qui indiquent bien dans ces endroits, des sédiments oligocènes à miocènes (voire pléistocènes au niveau de l'Habib Rahi) reposant en discordances progressives sur les calcaires marins du Kirthar. Un exemple caractéristique de cette structuration en discordances progressives est présenté Figure 19. Sur la portion orientale de l'anticlinal du Zin, on peut également noter la présence d'un paléo-réseau fluviatile (Fig.20) particulièrement bien observable sur la scène Landsat (Fig.8). Ce paléo-méandre incise les calcaires éocènes marins du Kirthar, et apparaît, par endroits, partiellement recouvert par des sédiments oligocènes (Fig.20). Les données de terrain de la MPFB indiquent que ce paléo-réseau est fossilisé à l'Ouest de Kumbi par une surface durcie de 50 cm d'épaisseur sur laquelle viennent reposer en discordances des séries sédimentaires deltaïques de l'Oligocène inférieur qui comblent les vallées incisées (Fig.20).

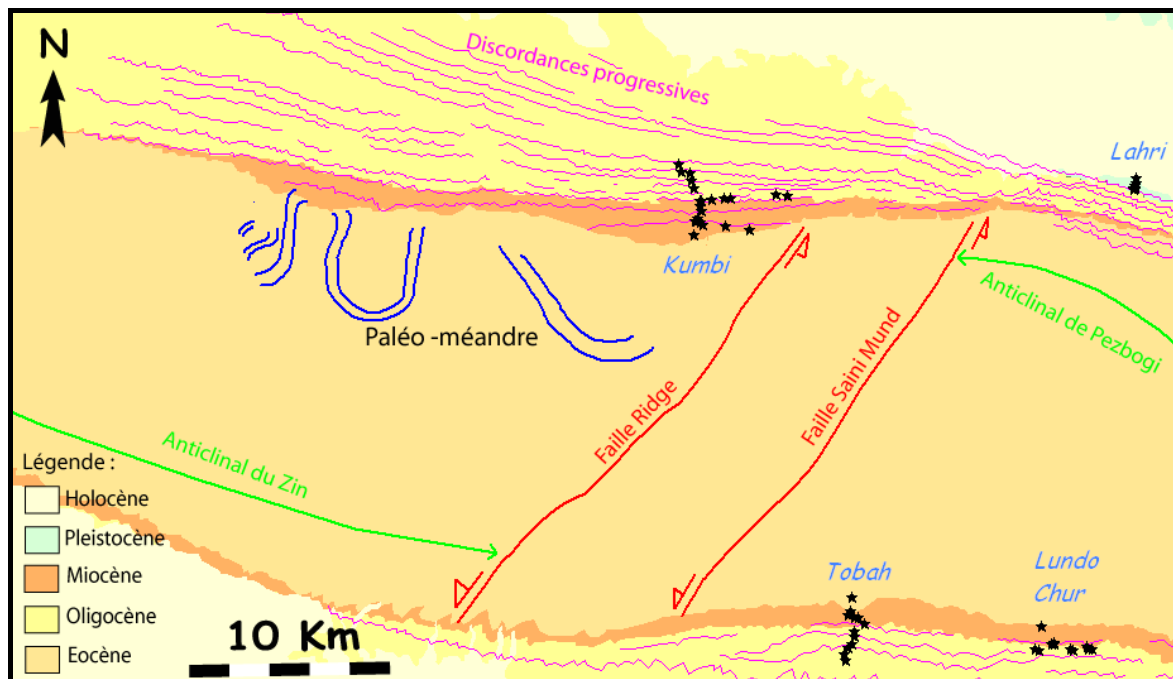


Figure 20 : Paléo-méandre incisé dans les calcaires marins de la Fm du Kirthar recouvert partiellement par des dépôts oligocènes inférieurs et discordances progressives (onlap) dans les dépôts oligocènes-miocènes sur la versant nord de l'anticlinal du Zin.

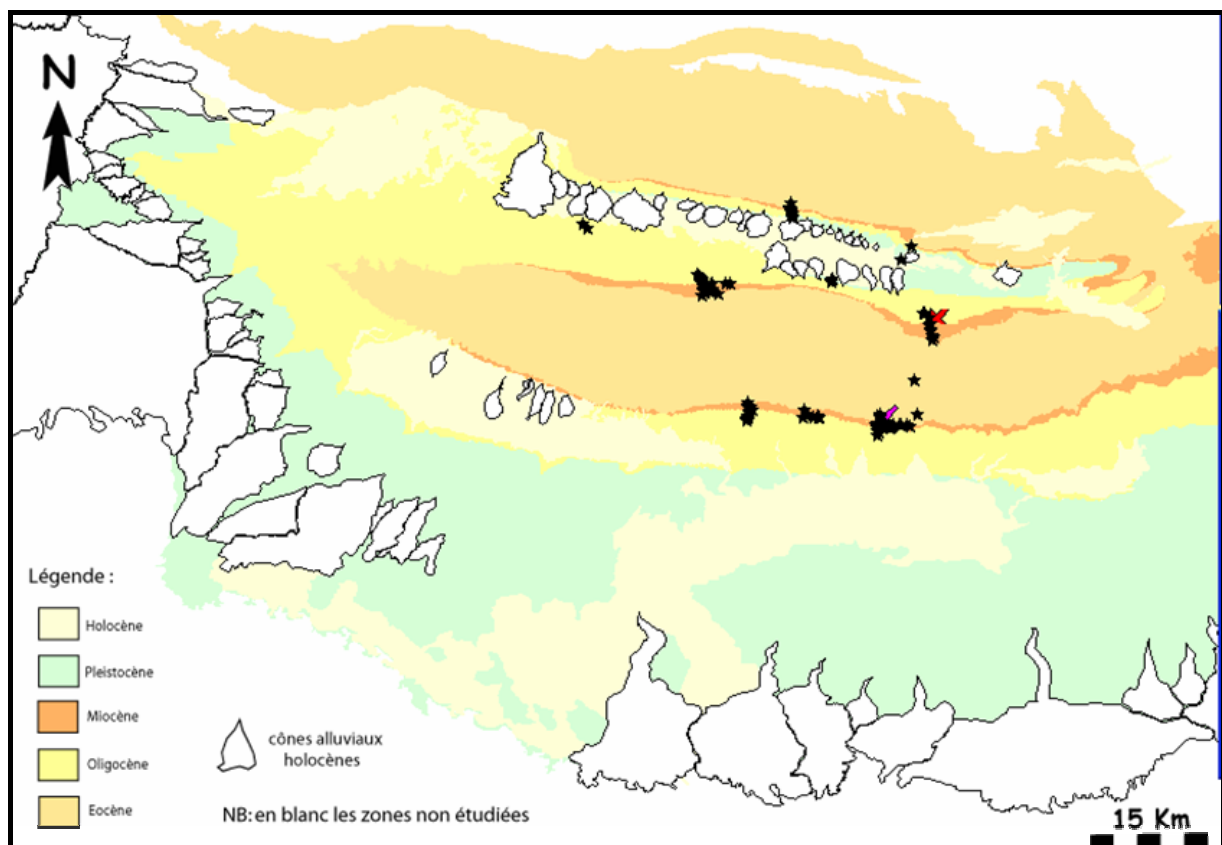


Figure 21 : Carte géologique montrant l'agencement des formations tertiaires affleurants sur le secteur d'étude.

Les nombreuses discordances progressives dans les dépôts oligocènes au contact des calcaires éocènes marins du Kirthar des anticlinaux de Bambore – Pirkoh et Zin – Pezbogi et Loti montrent que la déformation a débuté après l'Eocène et a continué pendant l'Oligo-Miocène. Le recouvrement des failles de transfert oblique par les dépôts pléistocènes indiquent que la propagation de ces structures avait cessé avant le Pléistocène puisque, comme on l'a vu plus haut, le fonctionnement de ces failles de transfert est contemporain de celui des plis.

Les anticlinaux de Sui et d'Uch affectent les formations plus récentes (Pléistocène voire Holocène), ce qui montre que ces structures se sont mises en place très récemment vraisemblablement au cours du Pléistocène. La faible amplification des plis indique aussi que ces structures n'ont commencé à se former que récemment.

3.3. Les modelés d'érosion

Il est bien connu que l'état et les modelés de l'érosion dépendent de la lithologie (de 'l'érodabilité' des roches). Dans la région étudiée, les lithologies sont bien contrastées et on peut distinguer 3 ensembles de strates : (1) les calcaires éocènes formant le cœur des anticlinaux de Bambore – Pirkoh et de Zin – Pezbogi – Loti qui sont des calcaires durs très résistants à l'érosion ; (2) les dépôts deltaïques ou continentaux de l'Oligo-Miocène, qui offrent une résistance moyenne à l'érosion, mettant en relief les bancs les moins érodables qui apparaissent comme des chevrons ; (3) les dépôts fluviatiles ou colluviaux du Pléistocène et de l'Holocène, peu résistants à l'érosion, ce qui n'empêche pas les niveaux les plus durs d'apparaître clairement sur le MNT, présentant même des morphologies caractéristiques identiques à celles rencontrées dans des formations plus résistantes.

Une observation d'ensemble montre une évolution très nette des modelés et de la quantité d'érosion du Nord au Sud. Etant donnée l'importance de la lithologie sur l'érosion, on ne pourra dans un premier temps que comparer les anticlinaux faisant apparaître les niveaux les moins érodables, comme l'Eocène dans le cas présent. En fait, la présence de cœurs anticlinaux résistants à l'érosion est assez fréquente dans la mesure où les couches les moins résistantes sont assez facilement enlevées (cf. par exemple, Burbank et al., 1999).

Le MNT montre que, dans l'ensemble, la ride Bambore – Pirkoh est nettement plus érodée que la ride Zin – Pezbogi – Loti, avec une érosion régressive beaucoup plus poussée, une incision plus profonde et un sur-creusement beaucoup plus marqué des fractures oblique (vallées plus profondes mais également plus larges). En regardant de plus près, des différences apparaissent clairement d'une structure à l'autre à l'intérieur d'une même ride.

Dans la ride Bambore – Pirkoh, l'anticlinal de Bambore montre l'érosion la plus avancée. Le flanc sud de l'anticlinal est découpé par un ensemble de thalwegs profonds espacés d'une centaine à quelques centaines de mètres atteignant mais aussi arrivant fréquemment en arrière de la crête du pli presque jusqu'au contact avec le chevauchement de Danda. Il est à noter que la partie ouest de cet anticlinal montre des incisions étroites et peu espacées alors que les vallées sont plus larges mais moins espacées à l'Est. Ces thalwegs débouchent sur des cônes de débris très étalés mais suffisamment grands pour atteindre le flanc opposé du synclinal sur lequel ils se déversent. Sur le flanc nord, seule la partie ouest est fortement incisée mais les thalwegs sont plus courts que ceux du flanc sud, ce qui amène la crête topographique nettement en arrière de la crête structurale du pli. Il faut également noter que la charnière anticlinale formée contre la faille séparant ce pli de celui de Pirkoh est également, sur son flanc NW, fortement incisée par des thalwegs étroits. Une autre donnée intéressante est que le flanc SW de cette charnière montre un ensemble d'arrachements et de glissements de terrain lui donnant une forme listrique.

L'anticlinal de Pirkoh situé à la même hauteur présente une érosion assez différente en raison de sa géométrie fortement dissymétrique. Le flanc sud est, dans sa partie ouest, pratiquement intact. La seule figure d'incision profonde est la large vallée formée suivant la faille NE-SW proche de l'extrémité ouest du pli. Cette vallée est essentiellement développée dans le flanc nord mais atteint la partie du flanc nord à plus fort pendage. La zone entre cette faille et la faille séparant le Pirkoh du Bambore est également peu érodée mais cela peut s'expliquer par le fait que c'est une zone d'altitude plus faible à topographie sub-horizontale. Au contraire de la partie occidentale, toute la partie centrale et orientale du flanc sud est incisée par des thalwegs profonds et larges, pratiquement jointifs formant une crête topographique légèrement en arrière de la crête structurale. Malgré cela, on n'observe pas de cônes de

débris bien individualisés. La terminaison orientale du pli est également fortement incisée avec, en particulier, une vallée longitudinale. Le flanc nord du pli à pendage faible est également incisé mais par des vallées peu profondes, parallèles à l'Ouest et à tendance dendritique à l'Est. La présence de tributaires formant un angle supérieur à 90° avec l'écoulement indique que ces vallées étaient initialement occupées par des cours d'eau coulant vers le Sud. Cela montre que ce réseau est antérieur (antécédent) à la formation du pli et que le sens d'écoulement a été inversé. Les profonds thalwegs du flanc sud semblent correspondre à une sur-incision de ces anciennes vallées.

La ride Zin – Pezbogi – Loti présente, comme on l'a vu plus haut, un degré d'érosion beaucoup plus faible que la ride Bambore – Pirkoh mais avec, là aussi, des variations latérales d'un pli à l'autre. Le Zin présente un flanc sud à fort pendage incisé par des thalwegs assez peu profonds qui n'atteignent pas ou atteignent à peine la crête structurale du pli. Le flanc nord à pente faible montre dans sa partie sommitale des incisions transversales peu profondes et quelque peu obliques par rapport à la ligne de plus grande pente. Ces incisions s'arrêtent dans la partie moyenne du flanc contre le front d'une strate en voie d'enlèvement. Dans la partie basse de ce flanc on observe les traces du réseau méandrique pré-oligocène décrit précédemment. Le Pezbogi est dans l'ensemble un peu plus érodé. Son flanc court, qui est le flanc nord et nord-est est incisé par des thalwegs plus profonds mais qui ne reculent pas au-delà de la crête du pli. A la base du flanc, il apparaît un petit réseau dendritique qui semble une structure héritée. Ces thalwegs donnent naissance à des cônes de débris de faibles dimensions. Le flanc nord, à plus faible pendage, est incisé dans sa partie haute mais pas en partie basse et il est possible qu'il s'agisse là aussi d'un réseau exhumé. L'érosion relativement plus importante du Pezbogi ne semble pas pouvoir s'expliquer par une différence lithologique décelable sur l'image LANDSAT et aucune variation latérale de faciès n'a été observée sur le terrain (données MPFB) dans l'Eocène.

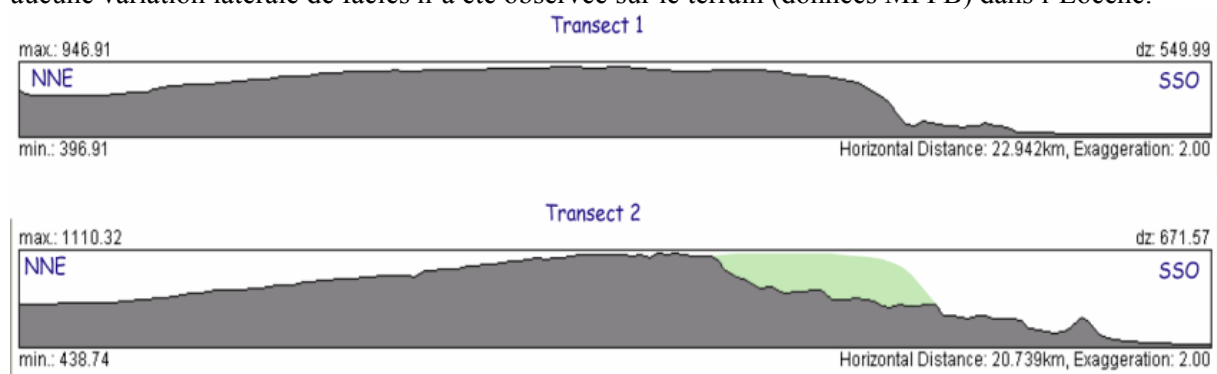


Figure 22 : Profils topographiques transversaux au Pirkoh montrant une charnière anticlinale intacte à l'ouest (transect 1) et érodée à l'est (transect 2 : la partie érodée est représentée en vert).

Il est plus probable que cela s'explique par la déformation plus importante subie par cette structure. Au niveau de l'anticlinal du Loti, l'érosion apparaît très différente avec un flanc sud à pendage moyen parcouru par des cours d'eau peu incisés à tendance dendritique et un flanc nord creusé mais faiblement par un petit bassin longitudinal formant une combe peu creusée. Il y aurait donc entre le Loti et le Pezbogi un changement brutal dans le degré érosif. Or on constate une différence de réflectivité sur l'image Landsat entre ces deux structures, ce qui témoigne d'un changement net dans la lithologie. Cela peut s'expliquer soit par un enlèvement des couches éocènes dures mais aucune trace de cet enlèvement n'est visible, soit par la persistance d'un niveau post-éocène sur les calcaires éocènes, soit d'un changement brusque de faciès, soit d'une déformation plus importante. La dernière explication semble assez improbable car le pendage du flanc court (sud) est plus faible.

L'anticlinal de Sui, dans la portion la plus méridionale du secteur d'étude, montre une combe annulaire et un mont dérivé, reliefs typiques d'une érosion très avancée. Cette érosion s'explique aisément ici par la beaucoup plus grande érodabilité des dépôts pléistocènes peu consolidés de la Formation Soan datée du Pléistocène.

3.4 Analyse du réseau de drainage

Attachons-nous maintenant à l'analyse des réseaux de drainage localisés sur les structures anticlinales précédemment décrites et aux bassins versants leurs étant associés.

Sur la zone d'étude, le logiciel SAGA a généré le réseau de drainage suivant, classifié selon la méthode de Strahler :

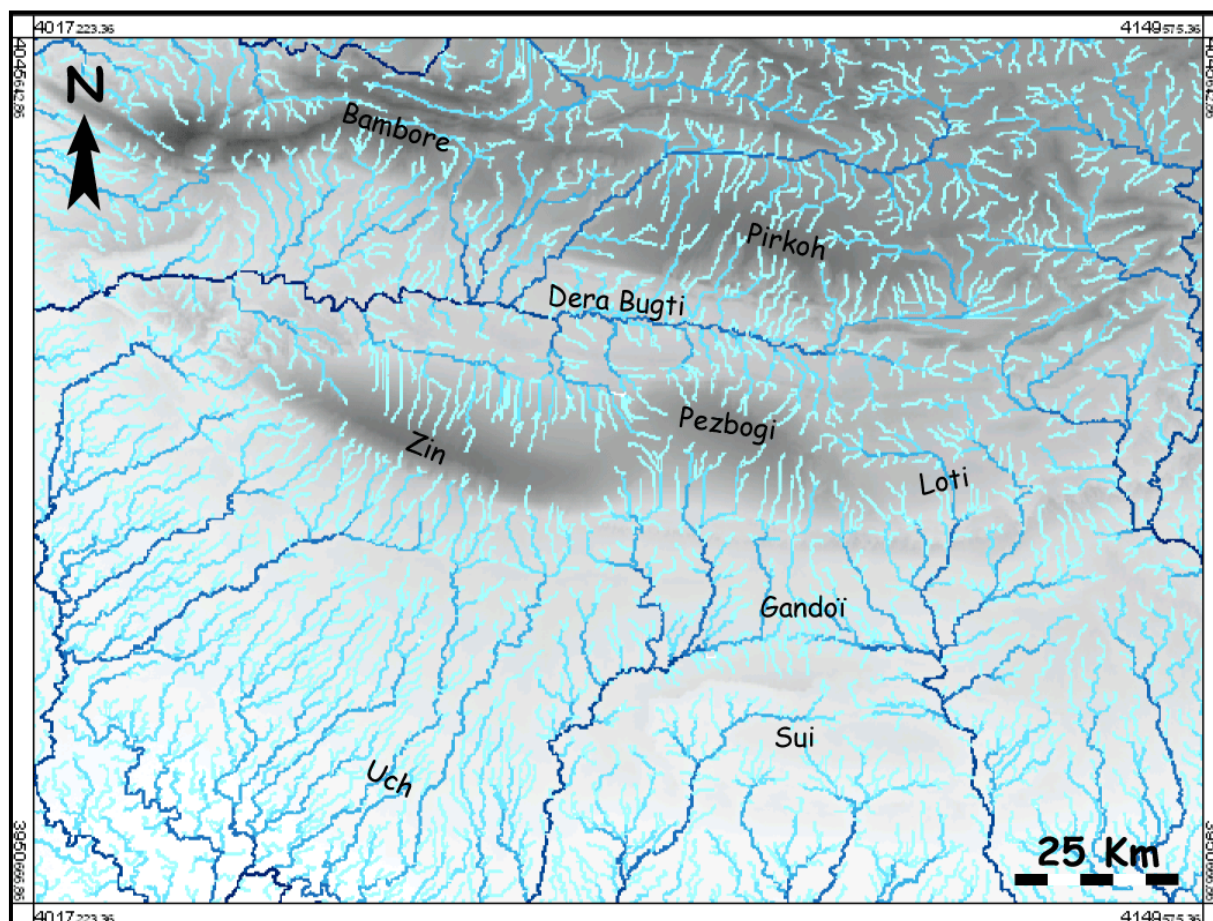


Figure 23 : Réseau de drainage du front de déformation du lobe du Sulaiman, classifié suivant la méthode de Strahler.

En observant attentivement le document précédent, des différences flagrantes apparaissent quant à la forme des différents réseaux fluviaux présents sur les diverses structures anticlinales individualisées précédemment (§3.1.1).

Sur les anticlinaux du Zin et de Pezbogi on constate que les cours d'eau drainant les flancs de ces vastes structures tectoniques, présentent des similarités importantes. Tout d'abord, ils sont majoritairement orientés selon une direction perpendiculaire à l'axe du pli. Ces cours d'eau, transverses aux anticlinaux, dessinent des réseaux fluviaux parallèles au sein desquels les affluents sont allongés et également espacés. De plus, la longueur des drains est nettement plus grande sur le flanc interne que sur le flanc externe de ces anticlinaux. Un tel réseau hydrographique est peu mature et témoigne d'une tectonique récente.

Notons qu'aux abords des failles de transferts « Ridge et Saini Mund » les cours d'eau ne sont plus perpendiculaires aux axes anticlinaux. Ils sont déviés et forment de petits « crochons » en accord avec le jeu senestre de ces failles. Au niveau de la terminaison périclinale occidentale du Zin les cours d'eau présentent une configuration centrifuge.

Lorsque l'on étudie la forme du réseau de drainage installé de part et d'autre de la structure anticlinale de Pezbogi, on constate que le réseau est dendritique donc mature. Un réseau aussi évolué indique généralement une tectonique assez ancienne. Cependant ne négligeons pas que les données de la scène

Landsat sont en faveur d'un changement lithologique à cet endroit. La présence de dépôts plus meubles expliquerait facilement pourquoi on observe un tel réseau.

Tous les cours d'eau drainant les flancs septentrionaux du Zin, du Pezbogi et du Loti rejoignent une rivière majeure d'ordre 6 (« La Sehaf ») installée dans la gouttière synclinale du Dera Bugti. Cette rivière est parfaitement adaptée aux structures tectoniques environnantes. En effet elle coule approximativement d'est en ouest sur 150 km, selon une direction strictement parallèle à celles des anticlinaux du Loti, du Pezbogi, du Bambore, du Pirkoh et du Zin. En arrivant au niveau de la terminaison périantclinale de celui-ci, son orientation change brusquement ce qui lui permet de rejoindre la vallée de l'Indus au sud du secteur.

Au niveau de l'anticlinal du Pirkoh, on constate que deux types de réseaux de drainage extrêmement différents se côtoient (Fig. 23). Sur la grande majorité de cette structure tectonique on note que les systèmes fluviaux drainant les flancs de ce pli sont immatures et s'organisent en de multiples cours d'eau parallèles, allongés selon une direction perpendiculaire à l'axe du pli. Cependant ce pli expose aussi sur la portion orientale au niveau de son flanc interne, des réseaux plus matures : sub-dendritiques. Une telle coexistence est extrêmement frappante car aucune variation lithologique n'est observable sur cet anticlinal formé uniformément de calcaires massifs du Kirthar. Il apparaît donc clairement qu'il faille chercher une toute autre cause pour expliquer ce phénomène.

Pour ce faire, nous avons décidé d'étudier d'une manière plus détaillée ces réseaux hydrographiques (Fig. 24) en retraçant manuellement sur le MNT à 90 m de résolution, toutes les traces visibles sur les flancs de ce pli qui témoigneraient d'une quelconque activité fluviale. Une fois ceci effectué, on remarque plusieurs choses intéressantes. A l'est, on constate une similarité étonnante entre la longueur (10 km) du flanc interne du pli drainé par les réseaux sub-dendritiques et la longueur (12 km) du flanc externe de ce pli fortement érodé par érosion régressive. Ce phénomène a permis l'ablation totale de la charnière anticlinale orientale (Fig. 24).

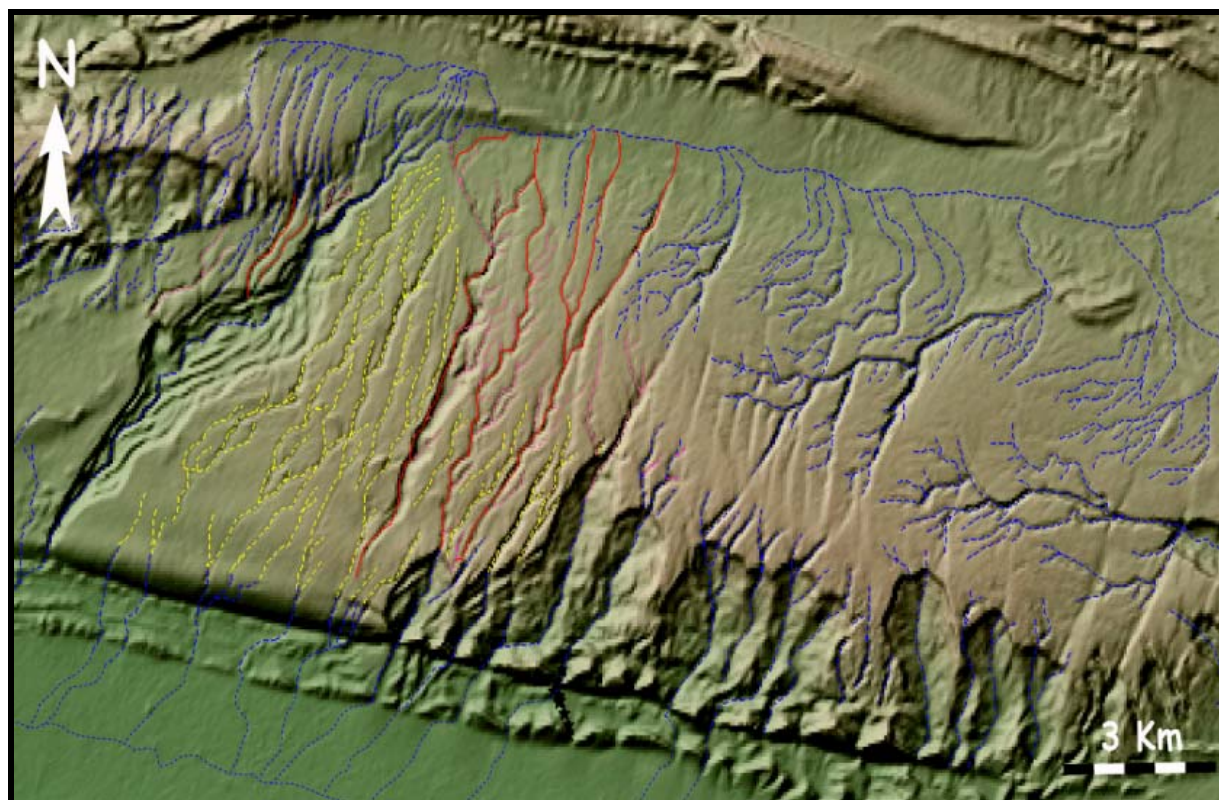


Figure 24 : Extrait du réseau de drainage sur l'anticlinal du Pirkoh retracé manuellement sous MapInfo et projeté sur le MNT à 90 m de résolution.

Dans la partie occidentale du Pirkoh, nous constatons la présence sur le flanc interne, d'anomalies du réseau de drainage (Fig. 24). En effet, sur ce flanc les cours d'eau sub-parallèles s'écoulent du SO vers

le NE. Or, on observe des barboles (en pointillés roses) le long de ces cours d'eau qui indiquent un sens d'écoulement opposé (du NE vers le SO). Ces barboles forment des angles obtus avec le cours d'eau dans lequel ils se jettent (Fig. 24, c). Une telle organisation des drains signale une inversion au cours du temps du sens d'écoulement des cours d'eau. Les cours d'eau inversés sont représentés en rouge (Fig. 24, d). Enfin, encore un peu plus à l'Ouest on note la présence de très nombreux drains ayant été abandonnés (en jaune sur le Fig. 24). Nous pensons que cette évolution d'est en ouest le long du Pirkoh, indiquerait que celui-ci se serait propagé latéralement d'est en ouest au cours du temps. Notons que dans la partie occidentale du Pirkoh, la quantité de drains abandonnés est nettement plus importante que dans la partie centrale. Il semblerait que la faille de Lartar (Fig. 16, n°3) ait « bloqué » ou freiné la propagation latérale de ce pli en direction de l'Ouest. Pour accommoder la déformation le pli n'a pas trouvé d'autre moyen que de croître très rapidement verticalement dans la portion directement à l'est de cette faille. Les cours d'eau situés antérieurement à cet endroit n'ont pas eu le temps de s'adapter au nouveau gradient topographique créé, en raison d'une surrection trop rapide. Dans la partie centrale du Pirkoh, ces cours d'eau ont réussi à s'adapter à ce nouveau gradient (ils se sont inversés) car la croissance verticale était moins marquée qu'à l'ouest (aucun blocage dû à la faille du Lartar). La croissance latérale du Pirkoh vers l'ouest a progressivement décalé les cours d'eau vers l'ouest, ce qui a permis à partir d'un certain moment de « guider » la rivière Lartar Nala dans le couloir de faille n°3.

IV- Discussion et conclusion

L'ensemble des études structurales et géomorphologiques entreprises dans le cadre de ce travail m'a permis d'obtenir des données nouvelles précisant ou modifiant les résultats obtenus par les auteurs précédents. Ces données sont basées sur l'analyse d'une image LANDSAT et le MNT SRTM complétées par les observations de terrain fournies par la Mission Paléontologique Française au Balouchistan. La qualité des coupes sismiques publiées par Jadoon et al.(1994) sur le secteur n'a malheureusement permis ni de les utiliser pour compléter les données de surface, ni de retrouver les interprétations que proposaient les auteurs.

Mes données restent donc des données de surface. Cependant, le climat aride de la région et le contraste lithologique entre, d'une part, les calcaires éocènes peu érodables formant l'essentiel des anticlinaux et, d'autre part, les dépôts détritiques sus jacents conservés dans les synclinaux et sur les bordures des anticlinaux permet d'avoir une bonne idée de la géométrie des structures tectoniques. Si ces observations ne prétendent pas retrouver la structure profonde de la chaîne, elles permettent de tester certains points des interprétations précédentes et pourraient fournir des contraintes supplémentaires aux travaux futurs.

Dans le domaine purement structural, il a été possible de montrer que les anticlinaux étaient systématiquement dissymétriques, avec un flanc court à pendage moyen ou fort et un flanc long à pendage faible mais non nul, avec des synclinaux également dissymétriques séparant les anticlinaux. Cette géométrie est difficilement compatible avec une couverture passive (*'passive roof'*) déformée par la propagation d'un duplex formé d'anticlinaux de rampe passifs (*'fault-bend folds'*). La géométrie la plus probable est donc celle d'anticlinaux d'amortissement (ou anticlinaux par propagation de failles) (*'fault-propagation folds'*, Suppe et al., 1992). En outre, la structure la plus septentrionale de la région étudiée, le pli de Danda, apparaît comme un anticlinal serré à flanc nord subvertical associé à un chevauchement à vergence sud. Ce chevauchement est aveugle à l'Est mais émerge vers le Sud Ouest où il met en contact les calcaires éocènes de l'anticlinal de Danda avec ceux de l'anticlinal de Bambore. Ce type de géométrie est encore plus incompatible avec un modèle d'anticlinal de rampe et le modèle le plus probable est là encore un pli d'amortissement. La structure complexe du secteur Danda – Bambore pourrait ainsi s'interpréter comme un pli d'amortissement de chevauchement dont la ligne d'extrémité (*'tip line'*) monte latéralement et frontalement, passant vers le Sud-ouest (Bambore) d'un pli d'amortissement classique à un pli d'amortissement transporté sur un palier de toit. Il faudrait donc envisager une géométrie plus « classique » du front de chaîne en plis

d'amortissement et sous bassins associés (par exemple, Poblet et al., 1997 ; Verges et al., 1998 ; Christophoul et al., 2003).

Les auteurs précédant dont Jadoon et al. (1994) s'accordaient pour interpréter la propagation du prisme chevauchant comme contemporaine du développement du bassin d'avant-pays. Les relations géométriques entre anticlinaux à cœur éocène et couverture confirment qu'il s'agit d'un dépôt syntectonique se marquant par des discordances progressives ('growth strata', Suppe et al., 1992 ; Shaw et Suppe, 1994 ; Burbank et al., 1996 parmi d'autres) et des couches aggradantes en onlap sur le pli en train de se former ('growth onlap', Ford et al., 1997). Les données fournies par la MPFB montrent maintenant que les plis ont commencé à se former à l'Oligocène inférieur et durant tout l'Oligo-Miocène dans la mesure où les dépôts oligocènes résultaient de l'érosion de la chaîne himalayenne. Dans la région étudiée, les discordances progressives pourraient ne se former qu'à la partie supérieure de la série oligo-miocène. Les datations paléontologiques montrent aussi que les structures les plus frontales ont commencé à se former au Pleistocène et continuent actuellement.

Etant donné le type de matériel constituant les dépôts syntectoniques, il n'a pas été possible de dater paléontologiquement chacun des plis et donc de définir par cette manière la séquence de propagation. Les données structurales et géomorphologiques permettent de retrouver cette séquence. La structure la plus septentrionale (Danda – Bambore – Pirkoh) montre un degré de complexité tectonique important, mettant en action un déplacement différentiel des plis d'amortissement de Bambore et de Pirkoh, suivant une faille de transfert ayant joué et décrochement dextre et chevauchement, avec un transport 'hors séquence' vers le Sud Ouest du pli d'amortissement de Danda. Cette succession d'événements tectoniques implique une bonne maturité structurale. L'antériorité du développement de cette structure est confirmée par la maturité du modelé d'érosion (nombreux thalwegs, forte érosion régressive, élargissement des vallées) et des réseaux hydrographiques (réseaux à tendance dendritiques, bassins incluant plusieurs structures, inversion de sens d'écoulement, etc...).

La ride plus méridionale de Zin – Pezbugi – Loti montre une structure plus simple avec un pli d'amortissement à vergence sud recoupé par des failles de transfert conjuguées (de type Coulomb) fonctionnant en même temps que les plis et indiquant une déformation pratiquement coaxiale. La présence de ces failles de transfert conduit la partie du pli comprise entre les failles conjuguées à avoir une vergence nord, opposée à celle du reste du pli, avec une déformation plus importante conduisant à lui donner une forme arquée, qui pourrait représenter une cellule de Prandtl-Nadai active. Tout cela pourrait être interprété comme traduisant une maturité structurale importante, mais comme cette complexité résulte du simple fait que les failles fonctionnent en même temps que les plis, on peut considérer au contraire que la maturité structurale n'est pas très grande. La géomorphologie montre que le modelé d'érosion et les réseaux sont immatures, avec une faible incision, en particulier du flanc court, peu d'érosion régressive, absence d'érosion suivant les failles transverses, réseaux à tendance parallèle sub-perpendiculaires aux plis.

L'âge plus récent des structures les plus frontales (anticlinaux de Sui et Uch) est démontré par le fait qu'il déforment des couches pléistocène et peut-être holocènes, et par leur très faible rapport amplitude/longueur d'onde. Dans le cas de l'anticlinal de Sui, la maturité des modelés d'érosion (combe avec mont dérivé) et du réseau hydrographique dentritique traversant le pli dans sa partie ouest apparaît simplement lié à la forte érodabilité des strates déformées par le pli. La comparaison entre la morphologie moins mature des anticlinaux septentrionaux à cœur calcaire et la morphologie mature des plis les plus récents souligne la nécessité d'utiliser ce critère de maturité géomorphologique uniquement dans des conditions climatiques identiques et avec des lithologies analogues. On voit ici, en effet, que les anticlinaux à cœur de calcaire dur profondément exhumé préservent sous climat aride une morphologie fortement ou relativement immature pour des structures datant de l'Oligocène ou du Miocène alors que même sous ce climat, une maturité morphologique peut être atteinte en moins d'1 Ma et probablement beaucoup moins.

V- Bibliographie

- Alvarez, W. (1999) – Drainage on evolving fold-thrust belts : a study of transverse canyons in the Apennines – Basin Research, 11, 267-284.
- Ambraseys, N., Bilham, R. (2003) – Earthquakes and associated deformation in northern Baluchistan. Bulletin of the Seism Society of America, 83,4, 1573-1605.
- Antoine, P.-O., Ducrocq, S., Marivaux, L., Chaimanee, Y., Crochet, J.-Y., Jaeger, J.-J., Welcomme, J.-L. (2003a) - Early rhinocerotids (Mammalia: Perissodactyla) from South Asia and a review of the Holarctic Paleogene rhinocerotid record - Can. J. Earth Sci., 40, 365–374
- Antoine, P.-O., Duranthon, F. (2003b) - *Alicornops* (Mammalia, Rhinocerotidae) dans le Miocène supérieur des Collines Bugti (Balouchistan, Pakistan) : implications phylogénétiques - Geodiversitas 25 (3) : 575-603.
- Antoine, P.-O., Shah, S.M.I., Cheema, I.U., Crochet, J.-Y., De Franceschi, D., Marivaux, L., Métais, G., Welcomme, J.-L. (2004) - New remains of the baluchitherid *Paraceratherium bugtiense* (Pilgrim, 1910) from the Late/latest Oligocene of the Bugti hills, Balochistan, Pakistan - Journal of Asian Earth Sciences, 24, 71-77.
- Bernard, M., Shen-Tu, B., Holt, W.E., Davis, D.M. (2000) – Kinematics of active deformation in the Sulaiman lobe and range, Pakistan – J. of Geophysical Research, 105, 6, 13253-13279.
- Bès de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J. (2005) - Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition : Example of the eastern Ecuadorian Andes – Tectonophysics, in press.
- Boyer, SE (1995) – Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. American Journal of Science, 295, 1220-1254.
- Boyer, SE. Elliott, D (1982) – Thrust systems. Am. Ass. Petro. Geol. Bull., 66, 1196-1230.
- Burbank, D.W., Meigs, A., Brozovic, N. (1996) – Interactions of growing folds and coeval depositional systems. Basin Research, 8, 199-223.
- Burbank, D.W., McLean, J.K., Bullen, M., Abdurkhamatov, K.Y., Miller, M.M. (1999) – Partitioning of intramontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan – Basin Research, 11, 75-92.
- Burbank, D. W., Anderson, R.S. (2001) – Tectonic Geomorphology - Blackwell Science, 274 p.
- Christophoul, F., Soula, J.C., Brusset, S., Elibama, B., Roddaz, M., Bessière, G., Déramond, J., 2003 – Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill : examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. In: McCann, T. & Saintot, A. (eds.) Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record. Geological Society, London, Special Publications, 208, 229-252.
- Dahlen, F.A. (1990) – Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 18, 55-99.
- DeCelles, PG, Lawton, T.F., Mitra, G. (1995) - Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States. Geology, 23, 699-702.
- DeCelles, PG., Gehrels, GE, Quade, GA, Ojha, TP (1998) – Eocene-Early Miocene basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. Tectonics, 17, 741-765.
- Deffontaines, B., Chorowicz, J., 1991 – Principles of drainage basin analysis from multisource data : application to the structural analysis of the Zaire basin. Tectonophysics, 194, 237-263.
- Delcaillau, B. (2001) – Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan – Geodinamica Acta, 14, 265-287.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T., Lee, J.F. (1998) – Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold ; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan – Geomorphology, 24, 263-290.

- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994 – Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194
- Elliott, D. (1976) – The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. Royal Soc. Of London*, 283, 289-312.
- Ford, M., Williams, A.A., Artoni, A., Vergès, J., Hardy, S. (1997) – Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometry, Sant Llorenç de Moronys, SE Pyrenees. *Journ. Struct. Geol.*, 19, 413-441.
- Formento-Trigilio, M.L., Burbank, D.W., Nicol, A., Schulmeister,
- Haq, S.S.B., Davis, D.M (1997) – Oblique convergence and the lobate mountain belts of western Pakistan – *Geology*, 25, 1, 23-26.
- Inglès, J., Dauch, C., Soula, J.C., Viallard, P., Brusset, S., 1999 – Application of the Prandtl-Nadai cell model to a regional scale fault intersection: the Grésigne – Quercy block (SW France). *Journ. Struct. Geol.*, 21, 449-466
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J. (1996) – The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns – *J. of Structural Geology*, 18, 2-3, 217-234.
- Jadoon, I.A.K., Khurshid, A. (1996) – Gravity and tectonic model across the Sulaiman fold belt and the Chaman fault zone in western Pakistan and eastern Afghanistan – *Tectonophysics*, 254, 89-109.
- Jadoon, I.A.K., Lawrence, R.D., Lillie, R.J., 1992 – Balanced and retrodeformed geological cross-section from the frontal Slaiman Lobe, Pakistan: duplex development in thick strata along the western margin of the Indian plate. in: *Thrust Tectonics* (Ed. by K.R. McClay), pp. 343-354.
- Kanizay, S.P., 1962 – Mohr's theory of strength and Prandtl's compressed cell in relation to vertical tectonics. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 414 B, 16pp.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalaya of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 105 (B3), 5570– 5735.
- Lawrence, R.D., Khan, S.H., De Jong, K.A., Farah, A., Yeats, HS., 1981 – Thrust and strike-slip fault interaction along the Chama fault Zone, Pakistan. In: *Thrust and Nappe Tectonics*, K.R. McKay & N.J. Price (eds). *Geol. Soc. London, Special Publications*, 9, 361-370.
- Lawrence, R.D., Hasan Khan, S., Nakata, T. (1992) – Chaman Fault, Pakistan-Afganistan – *Annales Tectonicae*, Special Issue, Supp. to vol. 6, 196-223.
- Marivaux, L., Welcomme, J.L., Antoine, P.O., Métais, G., Baloch, I.M., Benammi, M., Chaimanee, Y., Ducrocq, S., Jaeger, J.J. (2001) - A Fossil Lemur from the Oligocene of Pakistan – *Science*, 294, 589-591.
- Mattauer, M., Matte, P., and Olivet, J.-L. (1999) - A 3D model of the India-Asia collision at plate scale - *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, Paris, 328, 499–508.
- Métais, G., Antoine, P.-O., Marivaux, L., Welcomme, J.-L., and Ducrocq, S. (2003) - New artiodactyl ruminant mammal from the late Oligocene of Pakistan - *Acta Palaeontologica Polonica*, 48, 3, 375–382.
- Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993 – Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, 31, 357-396.
- Mueller, K., Talling, P. (1997) – Geomorphic evidence for tear faults accomodating lateral propagation of an active fault-bend fault, Wheeler Ridge, California – *J. of Structural Geology*, 18, 3-4, 397-411.
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F., Muñoz, J.A. (1997) – Geometry of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journ. Struct. Geol.*, 19, 369-381.
- Quittmeyer, R.C., Farah, A., Jacob, K.H., 1979 – The seismicity of Pakistan and its relation to surface fold. In: Farah, A & De Jong, K.A.(eds), *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, Quetta, 351-358.

- Rieser, U., 2002. River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 49, 125– 152.
- Sarwar, G., De Jong, K.A., 1979 – Arcs, oroclines, syntaxes: The curvature of mountain belts in Pakistan. In: Farah, A & De Jong, K.A.(eds), *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, Quetta, 351-358.
- Shaw, J.H., Suppe, J.S., 1994 – Active faulting and growth faulting in the eastern Santa Barbara Channel, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 607-626.
- Strahler, A.N. (1952) – Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull.Geol.Soc.Am*, 63, 1117-1142.
- Suppe, J.S., Chou, G.T., Hook, S.C., 1992 – Rates of folding and faulting determined from growth strata. In : *Thrust Tectonics* (Ed. by K.R. McClay), pp. 105-122. Chapman &Hall, London.
- Tahirkheli, R.A.K., Jan, M.Q., Majid, M. (1980) – Proceedings of the International Committee on Geodynamics, Group 6 Meeting of Peshawar – Special Issue of the *Geological Bulletin University Peshawar*, 13, 213 p.
- Vergès, J., Marzo, M., Santaularia, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Gimenez-Montsant, J., 1998 – Quantified vertical evolution of the SE Pyrenean foreland basin. In: Mascle, A., Puigdefabregas, C, Lutebacher, H.P., Fernandez, M. (eds.) *Cenozoic foreland basins of western Europe*. Special Publication of the Geological Society, London, 134, 107-134.
- Welcomme, J. L., P. O. Antoine, F. Duranthon, P. Mein, and L. Ginsburg. (1997) - Nouvelles découvertes de Vertébrés miocènes dans le synclinal de Dera Bugti (Balouchistan, Pakistan - *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 325, 531–536.
- Welcomme, J.L., Benammi, M., Crochet, J.Y., Marivaux, L., Métais, G., Antoine, P.O., Baloch, I., (2001) - Himalayan Forelands: palaeontological evidence for Oligocene detrital deposits in the Bugti Hills (Balochistan, Pakistan) – *Geological Magazine.*, 138, 4, 397–405.
- Welcomme, L. Marivaux, P. O. Antoine, and M. Benammi. (1999) - Paléontologie dans les Bugti Hills. Nouvelles données - *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 135:135–139.